جغرافیا و مخاطرات محیطی، شمارۀهشتم، زمستان۱۳۹۲

صص ۱۶۲-۱۳۳

هیدرولوژی پالئوسیلاب، رویکرد ژئومورفولوژی مدرن در ارزیابی مخاطره سیلاب

مهناز جهادی طرقی[۱]- استادیار ژئومورفولوژی، دانشگاه پیام نور، ایران

سید رضا حسین زاده- دانشیار ژئومورفولوژی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۸/۲۸ تاریخ تصویب: ۱۳۹۲/۱۱/۱٤

چکیده

به‌دلیل تازه تأسیس بودن بسیاری از ایستگاه‌های آب‌سنجی و یا تخریب و انهدام کلّی آنها در اثنای وقوع سیلاب‌های بزرگ، گزارش دبی‌های ثبت شدۀ اینگونه وقایع کاتاستروفیک کم بوده و داده‌های مربوط به آن‌ها یا حاصل تخمین‌های غیرمستقیم دبی بعد از وقوع سیلاب و یا تعمیم سیلاب‌های مشاهده شده ٤٠- ۳٠ سال گذشته است. به همین دلیل، روش‌های متداول هیدرولوژیک برای تخمین حداکثر سطح، حجم و دوره برگشت این سیلاب‌ها نتایج قابل اطمینانی بدست نمی‌دهد و فاقد دقت لازم برای برنامه‌ریزی‌های کنترل سیلاب است. لوگ پیرسون تیپ ۳، روش برآورد گامبل، حداکثر بارش محتمل(PMP) و سایر فنون آماری زمانی قابل اعتمادند که دوره برگشت مورد محاسبه کوتاه‌تر و یا معادل دوره آماری پایه باشد. ضعف اساسی روش‌های آماری و نیاز به تخمین‌های دقیق‌تر باعث ترغیب ژئومورفولوژیست‌ها به استفاده از معیارهای ژئومورفولوژیک برای بازسازی سیلاب‌های قدیمی و بهره‌گیری از نتایج آن در پیش‌بینی سیلاب‌های احتمالی آتی گردید؛ بطوری‌که از دهه ۱۹۸٠ شاخه‌ای در ژئومورفولوژی رودخانه‌ای تحت عنوان هیدرولوژی پالئوسیلاب در آمریکا پایه‌ریزی گردید و به سایر مناطق جهان گسترش یافت. این مقاله از نوع مروری بوده و هدف کلی آن آشنایی با موضوع هیدرولوژی پالئوسیلاب[۲] و ترغیب محققین علوم زمین به استفاده از آن به‌عنوان یک راه‌حل عملی خوب برای تخمین دوره‌های برگشت سیلاب‌های بزرگ، ارزیابی و تهیه نقشه‌های خطر، برنامه‌ریزی بهتر برای نواحی مستعد سیلاب (بر مبنای داده‌های واقعی) و حفظ محیط زیست است.

کلیدواژه‌ها: هیدرولوژی پالئوسیلاب، شاخص‌های دیرینه تراز، رسوبات آب راکدی، بازسازی سیلاب‌های قدیمی.

---

۱ نویسندۀ مسئول: ۰۹۱۵۵۱۸۰٤۵۹ Email: m.jahadi@pnu.ac.ir

2 Paleoflood Hydrology

۱. مقدمه

سیلاب‌ها را از نظر بزرگی می‌توان به دو نوع کلّی سیلاب‌های عادی(لبریز) با فراوانی وقوع زیاد و شدّت کم و سیلاب‌های بزرگ با فراوانی وقوع کم و شدّت زیاد تقسیم کرد. از دهه ۱۹۸۰ به بعد توجه ژئومورفولگ‌ها به سیلاب‌های بزرگ یا کاتاستروفیک معطوف شده است. به‌دلیل ناکافی بودن و یا نبود گزارش‌های طولانی‌مدت ایستگاه‌های هیدرومتری، گزارش دبی‌های ثبت شدهٔ اینگونه سیلاب‌ها کم و تخمین شدّت و بزرگی آن‌ها به‌آسانی امکان‌پذیر نیست. مهم‌ترین علل عدم ثبت دقیق یا ایجاد فاصله در گزارش‌های مربوط به سیلاب‌های شدید و استثنایی، سرعت زیاد جریان، وجود خطر برای پرسنل و ابزار و بعبارت بهتر عدم وجود امکانات و شرایط لازم برای حضور افراد در اثنای اوج این سیلاب‌ها و همینطور غرق‌شدگی، خسارت‌دیدگی و حتی ویرانی کامل ایستگاه‌های دبی‌سنجی است.

روش‌های متفاوتی توسط متخصصین علوم زمین برای مطالعه سیلاب‌های بزرگ بکار گرفته می‌شود. هیدرولوژیست‌ها در تحلیل‌های آماری خود بر وقایع کوچک با فراوانی زیاد توجه دارند که دارای اثرات قابل تشخیص کمتری هستند. بعبارت بهتر در تحلیل‌های آماری خود برای پیش‌بینی سیلاب‌های نادر و بزرگ، خواص سیلاب‌های عمومی و کوچک را تعمیم می‌دهند(بنیتو[1] و همکاران ۲۰۰٤: ٦۲٦ ؛ بیکر[2] ، ۲۰۰٦، ۱٦٤). به همین دلیل داده‌های مربوط به بزرگ‌ترین سیلاب‌ها در گزارش‌های سیستماتیک و ایستگاهی(آرشیو و بایگانی‌ها) عمدتاً حاصل تخمین‌های غیرمستقیم سیلاب و یا تعمیم دبی سیلاب‌های ثبت شده ٤۰-۳۰ سال اخیر است و بنابراین دقّت لازم را برای برنامه‌ریزی‌های کنترل سیلاب ندارند(جاکوب[3] و جردن[4] ۲۰۰۱: ٤۲٥؛ لوینو[5] ۲۰۰٥: ۳٤). برای تخمین دبی بزرگ‌ترین سیلاب‌های رخدادهٔ قبلی و تحلیل‌های خطر، می‌توان علاوه بر روشهای مرسوم تجربی(آماری و جبری) از اطلاعات مربوط به سیلاب‌های قدیمی[6] استفاده نمود که از طریق هیدرولوژی پالئوسیلاب و اطلاعات تاریخی بدست می‌آید. از آنجایی که هر واقعه‌ای که قبلاً اتفاق افتاده ممکنست باز هم در همان مکان یا شرایط مشابه وقوع یابد، از وقایع تاریخی می‌توان به‌عنوان مهم‌ترین و با ارزش‌ترین منبع کسب اطلاعات استفاده نمود(بیکر، ۲۰۰٦، ۱٦٤ به نقل از کلمز[7] ، ۱۹۸۹). با استناد به گزارش‌های تاریخی می‌توان فهرستی از بزرگ‌ترین وقایع سیلابی را که در طول دوره‌های اسکان بشر اتفاق افتاده بدست آورد. سیلاب‌هایی که قبل از ایجاد ایستگاه‌های هیدرومتری جدید و اندازه‌گیری‌های مداوم

1 Benito
2 Baker
3 Jacob
4 Jordan
5 Luino
6 past flood
7 klemes

هیدرولوژیک رخ‌داده که مورد مشاهده انسان قرار گرفته یا برای تحلیل‌های هیدرولوژیکی بعدی ثبت(مثلاً نقاشی شده‌اند) یا مکتوب شده‌اند به‌عنوان سیلاب‌های تاریخی[1] در نظر گرفته می‌شوند(بیکر ۲۰۰۸: ۲) ولی دیرینه‌سیلاب‌ها، سیلاب‌هایی هستند که در گذشته رخ‌داده اما انسان هیچ نقشی در ثبت و گزارش آنها نداشته است. امروزه در اروپا از اطلاعات سیلابهای تاریخی که از آرشیوهای عمومی، آرشیو کلیساها[2]، مورخان محلّی[3]و تاریخ شفاهی[4] بدست می‌آیند، برای ارزیابی نقش تغییرات اقلیمی بر سیلاب شدگی و بهبود مدیریت خطر استفادهٔ زیادی می‌شود. هر دوی این منابع اطلاعاتی یعنی پالئوسیلاب‌ها و سیلاب‌های تاریخی در زمره اطلاعات غیرسیستماتیک قرار می‌گیرند و می‌توانند به‌عنوان یک راه‌حل عملی خوب و مطمئن برای تخمین سطح، حجم و دوره برگشت سیلاب‌های بزرگ، ارزیابی و تهیه نقشه‌های خطر، برنامه‌ریزی بهتر برای نواحی مستعد سیلاب و حفظ محیط زیست توسط محققین علوم زمین بکار گرفته شوند.

این مقاله ماهیّتی مروری داشته و با هدف معرفی هیدرولوژی پالئوسیلاب به‌عنوان یکی از رویکردهای ژئومورفولوژی مدرن در ارزیابی مخاطره سیلاب و ضرورت به‌کارگیری آن در ایران تهیه و ارائه گردیده و بر نتایج بدست آمده از مطالعات پالئوسیلاب در دنیا و موارد بررسی شدهٔ داخل، تأکید دارد.

۲. مفهوم هیدرولوژی پالئوسیلاب

اصطلاح پالئوسیلاب که برای اولین بار در دهه ۱۹۷۰ مورد استفاده قرار گرفت(کوستا[5]، ۱۹۷٤، پاتون و بیکر، ۱۹۷۷؛ بیکر و دیگران، ۱۹۷۹) اشاره به سیلاب‌های رخدادهٔ قدیمی دارد که نه به‌وسیله ایستگاه‌های هیدرومتری ثبت شده و نه توسط انسان مورد مشاهده یا ثبت قرار گرفته است. بنابراین مسئول ثبت پالئوسیلاب‌ها طبیعت بوده و همین ویژگی آنها را از روش‌های ثبت شده بوسیله انسان (ایستگاهی، اندازه-گیری و تاریخی) متمایز ساخته است. ثبت طبیعی پالئوسیلاب‌ها در قالب شاخص‌های طبیعی بجا ماندهٔ قابل تفسیر برای ژئومورفولوژیست‌ها و دیگر دانشمندان علوم زمین نمود پیدا می‌کند. «داده‌های پالئوسیلاب را می‌توان به داده‌های جمع‌آوری شده توسط یک کارآگاه ماهر از صحنه جنایت تشبیه کرد»(بیکر،۲۰۱۳: ٥١٤). تعاریف متعدد اما مشابهی از پالئوسیلاب ارائه شده است که در اینجا به تعدادی از آنها اشاره می‌شود: پالئوسیلاب‌ها سیلاب‌هایی هستند که در زمان‌های قدیم یا گذشته[6] رخ‌داده و مورد ثبت یا مشاهدهٔ مستقیم انسان قرار نگرفته‌اند(بیکر، ۲۰۰٦: ١٦٢) ولی به‌واسطهٔ تحمیل و برجاگذاردن اثرات دائمی بر چشم‌اندازها یا

1 Historical floods
2Public and ecclesiastic archives
3Local chronicles
4 Oral history
5Jarret
6 past or ancient floods

پوشش گیاهی قابل تشخیص هستند(بیکر،۱۹۸۸: ۳۱۷ ؛ بیکر، ۲۰۰۲: ۳). این سیلاب‌ها که قبل از زمان ثبت مداوم هیدرولوژیکی یا اندازه‌گیری مستقیم دبی در یک رودخانهٔ معین[1] اتفاق افتاده‌اند کمتر از یک دهه تا میلیون‌ها سال قبل را شامل می‌شوند (هوپ، ۱۹۸۸: ۳٤۹ به نقل از کوستا، ۱۹۸٤).

هیدرولوژی پالئوسیلاب علم مطالعه پالئوسیلاب‌هاست که از درون مطالعات گوناگون از جمله زمین‌شناسی کواترنری و ژئومورفولوژی رودخانه‌ای ظاهر شده و عبارتست از بازسازی بزرگی و فراوانی سیلاب‌های جدید[2] ، گذشته[3] یا قدیمی[4] با استفاده از شواهد زمین‌شناسی[5] (بنیتو و همکاران، ۲۰۰٤: ٦۲٦ به نقل از بیکر و همکاران، ۲۰۰۲). البته ذکر اصطلاح «پالئو» ممکن است باعث یک تصوّر غلط در اذهان عمومی گردد که این تکنیک فقط برای تخمین و برآورد بزرگی سیلاب‌های بسیار قدیمی (در مقیاس زمانی زمین شناسی) مورد استفاده قرار می‌گیرد؛ درحالی که هر سیلابی که آثاری از خود در طبیعت به‌جای گذاشته حتی اگر به دهۀ اخیر هم تعلق داشته باشد را شامل می‌گردد. اغلب این مطالعات روی سیلاب‌های۵۰۰۰ سال گذشته با تأکید روی هزارۀ اخیر و بالاخص ۱۰۰ سال گذشته در حوضه‌های فاقد ایستگاه دبی‌سنجی متمرکز شده است(بنیتو و تورندیکرافت،۲۰۰۵: ۳). گرچه پایش فرایندهای مختلف در ژئومورفولوژی فرایند طی چند دهه اخیر داده‌های ارزشمندی را فراهم آورده، اما در بسیاری از موارد به دلیل کوتاه بودن دوره‌های پایش امکان تخمین شدت و زمان وقوع آنها با خطاهای بزرگی مواجه است. از طرفی در گزارش‌های کوتاه مدت خصوصیات بزرگترین وقایع ممکن است ثبت نشده باشد و یا ابزار پایش بطور کلی بدلیل شدت بیش از حد واقعه تخریب و از محل خارج شده باشد. بنا براین دانشمندان علوم زمین جهت بازسازی وقایع بزرگ و تطویل داده های حاصل از پایش‌های ابزاری جدید از اوایل دهه۱۹۸۰ به بعد با چرخش به سوی ژئومورفولوژی تاریخی و با مراجعه به خود طبیعت بدنبال داده‌های مطمئن و دقیق فعالیت‌های گسترده ای را آغاز کردند(حسین زاده، ۱۳۹۱: ۱۱٤). هیدرولوژی پالئوسیلاب در همین بستر بوجود آمد و رشد کرد(حسین زاده ....). رواج اصطلاح هیدرولوژی پالئوسیلاب باعث شده که بسیاری از محققین تصور نمایند این موضوع مطالعاتی شاخه‌ای از هیدرولوژی است در صورتیکه ماهیت آن میان‌رشته‌ای علوم زمین بوده و بیش از همه به ژئومورفولوژی نزدیک است. بر همین اساس شاید اطلاق نام هیدروژئومورفولوژی پالئوسیلاب برای این علم مناسب‌تر باشد.

1 continuous hydrological records or direct measurements
2 resent floods
3Past floods
4 ancient floods
5geological evidence

۳. پیشینه مطالعات هیدرولوژی پالئوسیلاب

اصطلاح و مفهوم هیدرولوژی پالئوسیلاب رسماً بوسیلهٔ کوچل و بیکر در سال ۱۹۸۲ معرفی و در طول ۲۰ سال گذشته به‌عنوان یک علم میان رشته‌ای درنظر گرفته شد. اولین و قدیمی‌ترین تحقیقات در این زمینه از آمریکا خصوصاً قسمت‌های جنوبی و جنوب‌شرقی آن شروع و سپس در فاصله سال‌های ۲۰۱۰–۲۰۰۰ به گسترش جهانی رسید. بخش عمده مطالعات انجام پذیرفته پالئوسیلاب در سه دوره مشخص و پراکندگی جهانی آن در جدول و شکل شماره ۱ خلاصه شده است. توزیع جغرافیایی مناطق مورد مطالعه از موفقیت‌آمیزبودن این‌گونه مطالعات در مناطق با کانیون-های سنگی عمیق و باریک حکایت دارد. هسته اصلی مطالعات در آمریکای شمالی و سپس در اروپا قرار دارد، در حالیکه مناطق وسیعی از فلات‌ها و دشتهای نسبتا مرتفع در روسیه، آسیای مرکزی، آمریکای جنوبی، آفریقا و اروپای شمالی بدون مطالعه باقی مانده‌اند. یکی از دلایل اصلی عدم استفاده از روش‌های هیدرولوژی پالئوسیلاب در بسیاری از کشورها، سادگی روش‌های تجربی و آماری از یک طرف و توقف مراکز علمی در مرحله ژئومورفولوژی فرایند است. نیاز به مطالعات میدانی گسترده از یک طرف و هزینه های بالای انجام چنین مطالعاتی مانع اقبال محققین و سازمان‌های مسئول شده و عموما تلفیق چند نقشه و تحلیل آنها در یک نرم افزار همراه با بکاربردن چند فرمول برای دستیابی سریع به نتیجه را برکارهای تحقیقاتی اصیل و دقیق‌ترجیح داده‌اند.

مطالعه کارهای انجام‌شده در پالئوسیلاب نشان می‌دهد که این فعالیت‌ها در سه زمینه یعنی بازسازی حداکثر سطح و حجم سیلاب محتمل، تطویل دوره‌های آماری و محاسبه دوره برگشت سیلاب‌های بزرگ و همچنین تحلیل تغییرات اقلیمی انجام گرفته است. یکی از دلایل عمده افزایش توجه به تحقیقات پالئوهیدرولوژی و بویژه هیدرولوژی پالئوسیلاب در دنیا، توجه معطوف شده روی تغییرات اقلیمی و اثراتش بر اکوسیستم‌های مختلف زمینی و آبی کرهٔ زمین و دینامیک سیستم‌های رودخانه‌ای است. تحلیل‌های مربوط به سیلاب‌های تاریخی و پالئوسیلاب به تشخیص دوره‌های فراوانی سیلاب‌های شدید و ویرانگر یا تغییرات ایجاد شده روی الگوی چرخش‌های اتمسفری سیاره زمین کمک کرده، حتی می‌تواند ما را به تخمین میزان این بی‌قاعدگی‌ها در طول زمان قادر سازد. پروژه‌های متعددی در نواحی مختلف دنیا به‌همین منظورها به انجام رسیده یا در حال انجام است- که می‌توان به پروژه‌های اسفر[1] (SPHERE) (در اسپانیا و فرانسه)وICSU[2] در اسپانیا اشاره کرد. هدف‌ها در پروژه اول ترکیب کاربرد پالئوسیلاب و شواهد تاریخی برای بازسازی و تاریخ‌نگاری طولانی مدت سیلاب و در پروژه دوم کنترل وقایع هیدرولوژیک شدید مرتبط با تغییرات سیاره‌ای بوده است(تورندیکرافت و همکاران، ۲۰۰۵: ۱۲و۱۳؛ بنیتو و همکاران، ۲۰۰٤: ٦۳۸–٦۳٤؛ بیکر،۲۰۰۸: ٦).

1Systematic, Palaeoflood and Historical data for the improvEment of flood Risk Estimation SPHERE
2 Past Hydrological Events Related to an Understanding of Global Change

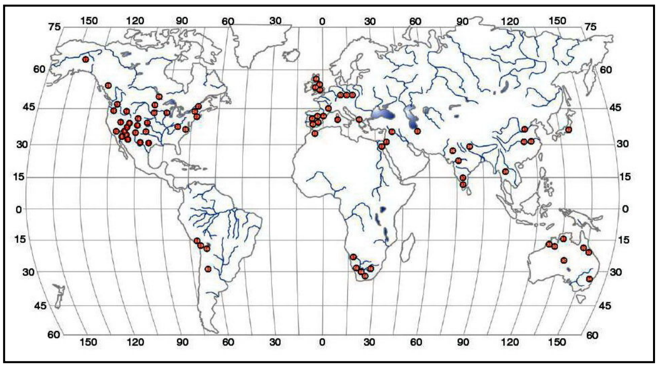
جدول ۱ مطالعات انجام شده در نواحی مختلف دنیا

دوره	وقایع و موضوعات مطالعاتی	منابع
منشاء و کارهای اولیه(قبل از ۱۹۸۰)	مطالعه ارتباط پادگانه‌های آبرفتی با سیلاب‌ها، مطالعه رسوبات یخچالی –سیلابی؛ شناسایی رسوبات آب راکد سیلاب‌های بزرگ؛ مطالعه رابطه کانال‌های اسکابلند با سیلاب‌های منشأ گرفته از دریاچه میسولا.	دانا(۱۸۸۲)؛ تار(۱۸۹۲)؛ فلینت(۱۹۳۳)، برتز(۱۹۲۳،۱۹۲۸،۱۹۲۹).
	مطالعه سیلاب‌های تاریخی؛ شناسایی شاخص‌های دیرینه تراز؛ مطالعه آثار سیلاب‌های بزرگ؛ اثرات سیلاب بر درختان.	فولر(۱۹۱۷)؛ مانسفیلد(۱۹۳۸)؛ جانز(۱۹٦٤)؛ هاریسون و راید(۱۹٦۷).
	محاسبات هیدرولیکی جریان‌های قدیمی؛ محاسبه پالئودبی‌ها بر اساس شواهد زمین‌شناسی؛ مطالعه مگاسیلاب‌ها.	بنسون و دامپل(۱۹٦۳)؛ بیکر(۱۹۷۳).
	مطالعه اثرات ژئومورفیک سیلاب‌های بزرگ؛ مطالعه مجدد مناطق مطالعه شده بوسیله تار و برتز از دیدگاه هیدرولوژی.	ولمن و میلر(۱۹٦۰)؛ مک لین(۱۹٦۳)؛ تین کلر(۱۹۸۱)؛ بیکر(۱۹۷۳، ۱۹۷٤)؛ پاتون و همکاران(۱۹۷۹).
دوره شکل‌گیری، آموزش و توسعه منطقه‌ای	شروع مطالعه طرح‌های بزرگ در پالئوهیدرولوژی؛ کاربرد هیدرولوژی پالئوسیلاب؛ نامگذاری و ارائه تعاریف؛ برگزاری دوره‌های فوق دکتری هیدرولوژی پالئوسیلاب در دانشگاه آریزونا و تدوین بیش از ۳۰ پایان نامه در این موضوع .	کوچل و همکاران(۱۹۸۱)؛ پاتون و بیکر(۱۹۸۱)؛ کوچل و بیکر(۱۹۸۲).
	انتشار اولین کتاب در زمینه ژئومورفولوژی سیلاب؛ برگزاری ۵ کنفرانس در هیدرولوژی پالئوسیلاب؛ کاربردی شدن مطالعات در ارزیابی خطر و ایمنی سدها؛ توسعه روش‌های سن‌سنجی؛ مدل‌سازی های هیدرولوژیکی، تحلیل‌های فراوانی سیلاب بر مبنای داده‌های هیدرولوژی پالئوسیلاب؛ گسترش محدود در برخی کشورهای جهان؛ فعالیت دانشمندان خارجی در سرزمین های غیربومی.	**آمریکا**: تولز و همکاران(۱۹۸۳۹؛ نوکس(۱۹۸۵، ۱۹۹۳)؛ پاتون(۱۹۸۸)؛ مک کوین و همکاران(۱۹۹۳)؛ گاتسفلد(۱۹۹٦)؛ اسپرینگر و کیت(۱۹۹۸). **کانادا**: گلیسون و همکاران(۱۹۹۱)؛ وول(۱۹۹۲)، سایفور و ارسکین(۱۹۹۳)؛ وول و همکاران(۱۹۹٤)انزل(۱۹۹۲)، انزل و دیگران(۱۹۹۳و ۱۹۹٤)، جررت(۱۹۹۲)، چاترز(۱۹۹٤). **هند**: الی و همکاران(۱۹۹٦)؛ کیل و همکاران(۱۹۹٤). **آفریقای جنوبی**: اسمیت و زاوادا(۱۹۹۱، ۱۹۹٤، ۱۹۹۷)؛ اسمیت(۱۹۹۲). استرالیا: بیکر و همکاران(۱۹۸۳، ۱۹۸۷)؛ پیکاپ و همکاران(۱۹۸۵)؛ پاتون و دیگران(۱۹۹۳)؛ بیکر و پیکاپ(۱۹۸۷)؛ نوث و همکاران(۱۹۹٦). **یونان**: لوین و همکاران(۱۹۹۱). **پرو**: ولز(۱۹۹۰). **فلسطین اشغالی**: وول و همکاران(۱۹۹٤). **سوریه**: اوگاچی(۱۹۹۸). **نپال**: وول (۱۹۹۵).

عصر جهانی شدن(۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰)	- انتشار مقالات مروری - افزایش تعداد محققین هیدرولوژی پالئوسیلاب - استاندارد سازی و توسعه روش‌های مطالعه - تمرکز بر آشکارسازی تغییرات اقلیمی بر مبنای داده‌های هیدرولوژی پالئوسیلاب -برگزاری ۷ کنفرانس بین المللی در کشورهای مختلف	**آمریکا**: نوکس(۲۰۰۰)، براون و همکاران(۲۰۰۰)؛ استانا و همکاران(۲۰۰۲)؛ لویش(۲۰۰۲، ۲۰۰۳)؛ لویش و همکاران(۲۰۰۳)؛ بیکر(۲۰۰۶و۲۰۰۸)؛ هاردن(۲۰۱۰)؛ اسپرینگر و کیت(۲۰۱۰). **کانادا**: ارسکین و همکاران(۲۰۰۰)؛ جرج و نیلسون(۲۰۰۳)، ساینت-لورنت و دیگران(۲۰۱۰)، جاکوب و جردن(۲۰۰۱). **استرالیا**:ساندرکوک و یاردل(۲۰۰۵). **هند**: کیل و همکاران(۲۰۰۰ و ۲۰۰۳)؛ کیدسون و همکاران(۲۰۰۵)؛ توماس و همکاران(۲۰۰۷)؛ جانسون و همکاران(۲۰۰۹). **چین**: زو و همکارن(۲۰۰۰)؛ یانگ و همکاران(۲۰۰۰)؛ یو و همکاران(۲۰۰۳). **ژاپن**: جونز و همکاران(۲۰۰۰)؛ گروسمن(۲۰۰۱)؛ اوگاچی و همکاران(۲۰۰۵). **اسپانیا**: بنیتو و همکاران(۲۰۰۳)؛ تورندیکرافت و همکاران(۲۰۰۵). **فرانسه**:شفر و همکاران(۲۰۰۳ و ۲۰۰۸). **انگلستان و اسکاتلند**: براون و همکاران(۲۰۰۱)؛ مک لین و لوین(۲۰۰۳)؛ ریتی و همکارن(۲۰۰۶). **آلمان و هلند**: هافمن و همکاران(۲۰۰۸)؛ استارکل و همکاران(۲۰۰۶). فلسطین اشغالی: گرین بام و همکاران(۲۰۰۰، ۲۰۰۱ و ۲۰۰۷). **ایران**: حسین زاده و جهادی طرقی(۱۳۸۵، ۱۳۹۱و ۱۳۹۲)؛ جهادی طرقی و حسین زاده(۱۳۹۰)؛ حسین زاده و همکاران(۱۳۹۲a، ۱۳۹۲b، ۱۳۹۲c). **مصر**: کهو و همکاران(۲۰۱۰)؛ **مراکش**: زیلهوفر و همکاران(۲۰۱۰). **نامیبیا**: هینه(۲۰۰۶)؛ بنیتو و هادسون(۲۰۱۰). **بولیوی**: ماس و همکاران(۲۰۰۱). **پرو**: ماگیلیگان و گلدسین(۲۰۰۰)؛ ماگیلیگان و همکاران(۲۰۰۸).

در ایران پس از وقوع سیلاب بزرگ سال ۱۳۸۰ در رودخانه مادرسو بر اهمیت شاخص‌های دیرینه تراز و بویژه رسوبات آب راکد در تجزیه و تحلیل‌های سیلاب تأکید گردید(بیکر،۲۰۱۳: ۵۱۷ به نقل از حسین زاده و جهادی طرقی، ۱۳۸۵) و در مطالعات بعدی مشخص شد که این سیلاب بزرگ‌ترین سیلاب رودخانه مادرسو بوده و برجای گذاشته شدن لایه‌ای از رسوبات سیلابی بر سطح رسوبات آب راکد پالئوسیلاب‌ها دلیل این ادعا بود(جهادی طرقی و حسین زاده، ۱۳۹۱ ؛ حسین‌زاده، ۲۰۰۸: ۲۲). مطالعات پالئوسیلاب با تأکید بر رسوبات آب راکد در ایران در اوایل دهه ۱۳۹۰ با تمرکز بر روی کانیون‌های سنگ آهکی کپه‌داغ شروع شد و پس از ارائه فهرستی از پالئوسیلاب‌ها در رودخانه

درونگر(حسین زاده و جهادی طرقی، ۱۳۹۱)، رودخانه کلات نـادری نیـز مـورد مطالعـه قـرار گرفـت(حـسین زاده و همکاران، ۱۳۹۲).



شکل ۱ مطالعات پالئوسیلاب انجام‌پذیرفته در دنیا(بیکر، ۲۰۱۳: ٥١٦)

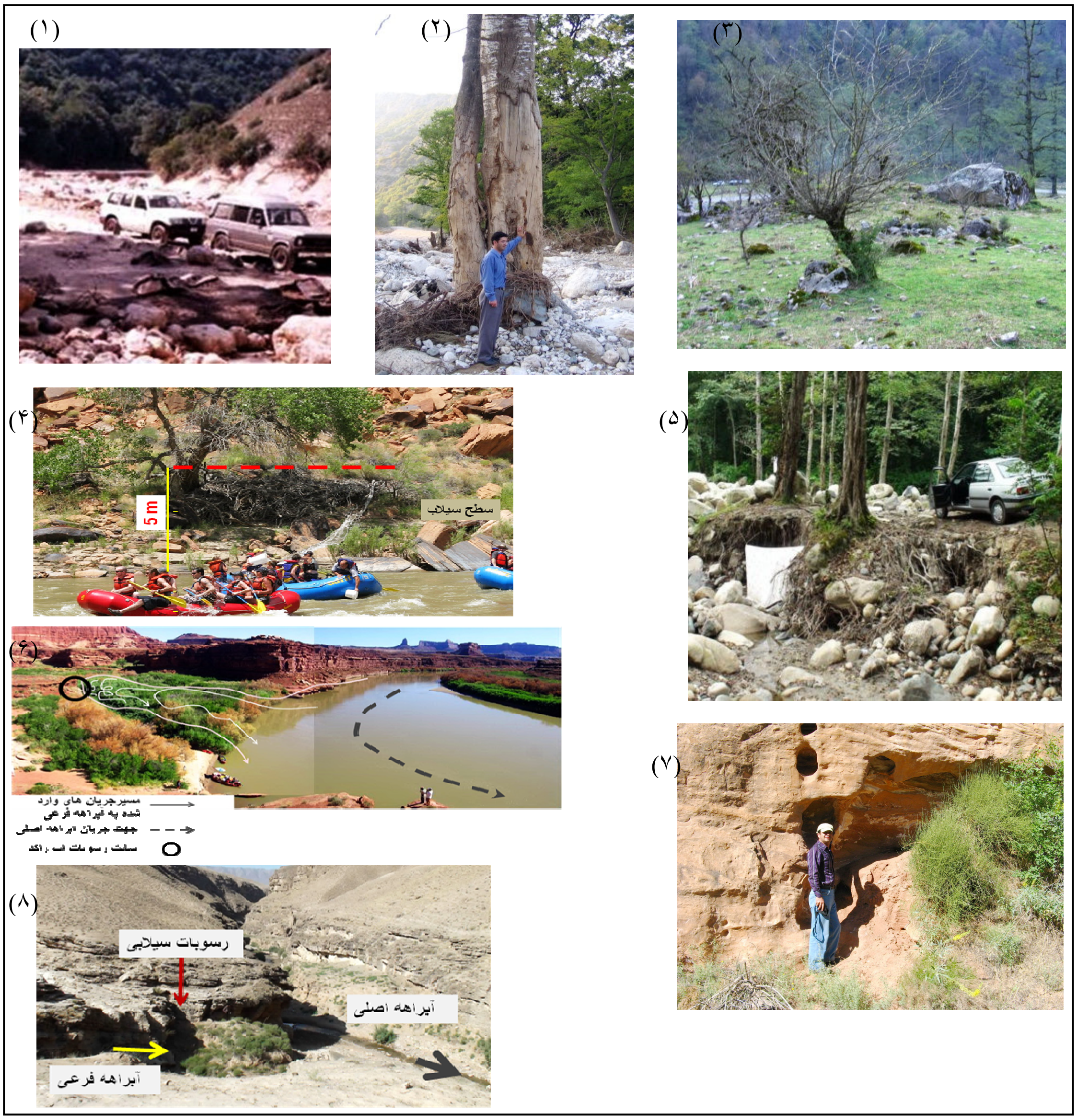
مطالعه مقدماتی در دیگر کانیون‌های آهکی منطقه کپه‌داغ حکایت از فراوانی بیشتر سیلاب‌های بزرگ در گذشته دارد که با توجه به اصول علمی پالئوسیلاب امکان وقوع حوادث مشابه در آینده وجـود دارد. بـدلیل افـزایش سـیلاب‌هـای تابستانی در رودخانه‌های منتهی به دریای خزر در دههٔ اخیر و نیاز به داده‌های طولانی مدت سیلاب، مطالعه پالئوسیلاب در حوضه آبریز رودخانه سه‌هزار واقع در غرب مازندران با به‌کارگیری روش دندروژئومورفولوژی انجام گردید. در این تحقیق پس از تشخیص سیلاب‌های بزرگ یکصد سال اخیر، روندی افزایشی در وقوع سیلاب‌ها از دهه ۱۳٥٠ بـه‌بعـد مشاهده گردید(حسین‌زاده و جهادی طرقی، ۱۳۹۱). انجام مطالعات موردی پالئوسیلاب در منطقه زاگرس و کسب نتایج کاربردی نیز موفقیت آمیز بودن این مطالعات را در کانیون‌های آهکی زاگرس نشان مـی‌دهـد(حـسین‌زاده و همکـاران، ۱۳۹۲). گرچه بدلیل تحریم‌های بین‌المللی امکان ارسال نمونه‌ها به آزمایشگاه‌های معتبر سـن‌سـنجی خـارج از کـشور وجود نداشت، اما این مطالعات داده‌های مستند و نسبتاً دقیقی را بطور مقدماتی فراهم آورده است.

٤. معیارهای دیرینه تراز(پالئواستیج)

در کشف، تحلیل و بازسازی پالئوسیلاب‌ها از شواهد بسیار متنوع بیولوژیکی و فیزیکی استفاده می‌شود. این شواهد که شاخص‌های دیرینه‌تراز[1] (PSI,s) نامیده می‌شود(استدینگر[2] و بیکر، ۱۹۸۷: ۱۱٥) شامل داغاب سیلاب، نهـشته‌هـای آب راکد، لندفرم‌های کاوشی[3] (خاک‌های فرسایش یافته[4]، پرتگاه‌های سیلابی[5]، مناظر سایشی، کانال‌های عمیق[6])، چـوب‌هـای سرگردان[7] و جراحت‌های بجا مانده روی تنه درختان است که در امتداد بستر رودخانه‌ها [8] با نیمرخ سطح پالئوسـیلاب‌هـا

1 Palaeostage indicator(PSIS
2Stedinger
3erosional landforms
4stripped soils
5 flood scarps
6high flow channels
7drift wood

مرتبط بوده و در بازسازی وقایع سیلابی مورد استفاده قرار می‌گیرند (شکل شماره۲). در این میان رسوب‌هـای آب‌راکـدی که حاوی گزارشات مداوم پالئوسیلاب‌ها بالغ بر هزاران سال هستند، می‌توانند صحیح‌ترین منابع داده‌ها را برای تعیین تاریخ وقایع سیلابی بزرگ و مراحل تقریبی اوج آنها در یک حوضهٔ رودخانه‌ای را فراهم سازند (کوچل و بیکر، ۱۹۸۸: ۳۷۰). از این‌رو در اینجا به معرفی ویژگی‌های رسوب‌شناسی و شرایط لازم برای نهشته‌شدن و روش‌های تفسیر آن می‌پردازیم.



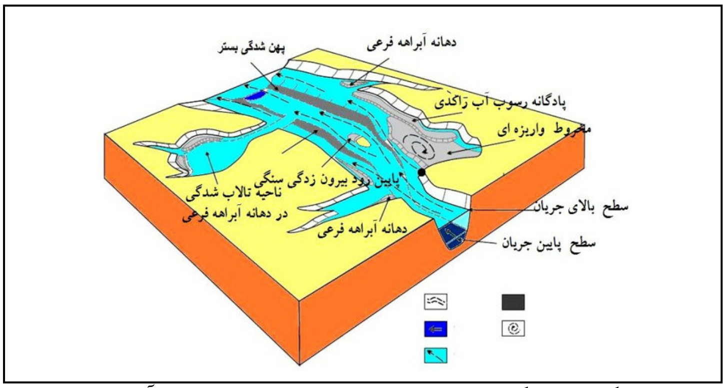
شکل۲ داغاب سیلاب سال ۱۳۸۰ بر جدار سنگی بستر رودخانه مادر سو (۱) و جراحات همین سیل بر تنه درختان(۲)، تنه دفن شده درختان در رسوبات سیلابی قدیمی(۳)و ریشه‌های رخنمون یافته بر اثر سیلاب سال ۱۳۹۰ در رودخانه سه‌هزار(٤)، چوب‌های سرگردان یک سیلاب بزرگ در بستر رودخانه کلرادوی بالایی(٥)سایت رسوبات آب راکد در دهانه شاخه‌های فرعی رودخانه گرین ریور کلرادو(٦) و رودخانه کلات نادری(٧)، رسوبات آب راکدی در حفره‌های ماسه‌سنگی رودخانه سن‌میگل کلرادو(٨).

۵. رسوبات آب راکدی و خصوصیات آن

معتبرترین و عمومی‌ترین معیارهای پالئواستیج در هیدرولوژی پالئوسیلاب، نهشته‌های آب راکدی است. به این ترتیب که در اثنای مراحل سیلابی، کاهش سرعت باعث گرداب‌شدگی، برگشت و رکود جریان و ته‌نشینی رس، سیلت و ماسه معلق در نواحی حاشیه‌ای کانال می‌گردد. این نهشته‌های ریزدانه که در مکان‌هایی چون دهانه شاخه‌های فرعی، پایین دست موانع جریان، غارهای کم عمق حواشی کانال و سایر نواحی گرداب‌شدگی و راکد شدگی جریان آب گذاشته می‌شوند، اگر در توالی‌های چینه‌شناسی بخوبی حفظ شده باشند می‌توانند گزارش‌های جامع و کاملی از وقایع سیلابی چند هزار سال گذشته فراهم آورده (بنیتو و همکاران، ۲۰۰٤: ٦۲۷)، برای بازسازی پروفیل‌های سطح آب و در نتیجه محاسبهٔ بزرگی سیلاب‌های وقوع‌یافته مورد استفاده قرار گیرند (بیکر، ۱۹۸۷: ۸۱؛ بیکر و کوچل، ۱۹۸۸: ۳۵۸؛ بنیتو و همکاران، ۲۰۰۵: ٤).

۵,۱. سایت‌های مناسب رسوبات آب راکدی برای تحلیل‌های پالئوسیلاب

بسترهای غیرآبرفتی که در سنگ بستر یا سایر مواد مقاوم مانند پادگانه‌های آبرفتی سیمانی شده، حفر شده و از مقاومت نسبی زیادی در طول زمان برخوردارند، دارای عرض کم و عمق نسبتاً زیادی هستند. مرزهای ثابت جریان در این کانیون‌ها مانع جابجایی‌های زیاد بستر گردیده (بیکر، ۱۹۸۷: ۸۰؛ بیکر و کوچل،۱۹۸۸: ۱۲۳) و بدلیل تغییرات کم این کانال‌ها در طول زمان، می‌توان ویژگی‌های هیدرولیک گذشته این کانال‌ها را مشابه وضعیت کنونی آنها در نظر گرفت (بنیتو و همکاران، ۲۰۰٤: ٦۳۲). مشاهدات میدانی بوسیله بیکر(۱۹۷۷)، تینگلر(۱۹۷۱) و شفر (۱۹۷۹) نشان داد که بازه‌های سنگ بستری[1] کمترین تغییرات فرسایشی را در اثنای سیلاب‌ها داشته و نسبت به کانال‌های آبرفتی نیز مواد کمتری برای پرشدگی و کندگی مؤثر در اختیار دارند (بیکر،۱۹۸۷: ۹٦؛ بنیتو و توردیکرافت،۲۰۰۵: ۵). این ویژگی‌ها باعث می‌شود که سطح سیلاب در اینگونه دره‌ها به کوچک‌ترین تغییری در دبی پاسخ داده و رسوبات سیلاب‌های مختلف را در سطوح مختلف برجای گذارد. نقاط مناسب تجمع رسوبات آب راکد شامل دهانه آبراهه‌های فرعی، پهن‌شدگی ناگهانی بستر، غارها وحفره‌های کم عمق دیواره دره‌ها، پناهگاه‌های سنگی ، سواحل کوژ مئاندرها، پایین دست موانع سنگی و تالوس‌ها می‌باشند(شکل ۳).



شکل۳ نواحی مستعد کاهش،گرداب‌شدگی و رکود جریان و نهشته شدن رسوبات آب راکدی(با ترسیم مجدد از بنیتو، ۲۰۰۵)

1Bedrock Reaches

در اغلب مطالعات انجام پذیرفته دهانهٔ شاخه‌های فرعی به‌عنوان مناسب‌ترین سایت‌ها برای تجمع رسوبات آب راکد درنظر گرفته شده‌اند؛ زیرا در اثنای سیلاب‌های بزرگ رودخانه‌های کانیونی، برگشت شدگی سیلاب در دهانه شاخه فرعی بصورت ضربانی صورت می‌پذیرد. در نتیجه موج‌های قدرتمند آب مملو از رسوب بطرف سرچشمه شاخه‌های فرعی(با بی‌نظمی دوره‌ای) حرکت کرده، همانطورکه سرعت برگشت سیلاب کاهش می‌یابد، رسوبات معلق همراه جریان بصورت ستون‌هایی از ماسه، رس و سیلت با ضخامت‌های متفاوت بسرعت نهشته می‌شوند. این نهشته‌ها بصورت کناره‌های در حال نازک شدن ماسه‌ای و سیلتی متناسب با حداکثر گسترش برگشت شدگی سیلاب روی کانال فرعی و سطوح دشت سیلابی بطرف بالارود شاخه فرعی قابل ردیابی هستند. زمانی‌که اختلافی موقتی در مرحله اوج سیلاب آبراههٔ فرعی و رودخانه اصلی وجود داشته باشد، رسوبگذاری عناصر معلق همراه جریان در دهانه شاخه‌های فرعی با سهولت بیشتری انجام می‌پذیرد. این موقعیت هیدرولوژیکی در شاخه‌های فرعی با حوضهٔ-آبریز کوچک که به یک رودخانهٔ اصلی با حوضهٔ‌آبریز وسیع وارد می‌شوند عمومیت بیشتری دارد. لازم بذکرست که اختلافات زمانی سیلابشدگی در شاخه‌های فرعی و آبراههٔ اصلی در هر دو حالت زیر بروز می‌نماید: ۱- وقوع رگبارهای محلی در بخش‌های علیای حوضهٔ‌آبریز در حالی‌که در نواحی پایین‌دست بارانی نباریده است. ۲- وقوع بارش در تمام بخش‌های یک حوضهٔ بزرگ که در چنین شرایطی زمان اوج دبی رودخانه اصلی بعد از زمان اوج دبی آبراههٔ‌های فرعی پایین‌دست بوده و سیلاب رودخانه اصلی وارد آبراهه فرعی می شود. در نتیجه ابتدا رسوبات آبراههٔ فرعی نهشته شده و سپس رسوبات آب راکد آبراههٔ اصلی بر روی آن گسترش می‌یابد و در بیشتر موارد آثار رسوب‌های رودخانهٔ فرعی و آبراههٔ اصلی بطور توأم قابل مشاهده است. رسوب‌های آب راکدی شاخهٔ فرعی معمولاً درشت‌دانه‌تر بوده، از قطعه‌سنگ‌های بزرگ تا ریگ را شامل می‌شود که دلیل آن شیب زیاد آبراهه فرعی و محلی بودن منشأ رسوب‌هاست (شکل شماره٤).



شکل ٤ تشکیل رسوبات با دو منشا مختلف آبراهه‌های فرعی و اصلی در رودخانه‌های درونگر خراسان(سمت راست) و وردا در ایالت آریزونای آمریکا(سمت چپ).

۵,۲. عوامل مؤثر بر شکل‌گیری و حفظ نهشته‌های آب راکدی

در مطالعه پالئوسیلاب‌ها مبتنی بر نهشته‌های آب راکدی، نتایج مناسب از سایت‌هایی بدست می‌آید که از شرایط لازم برای تجمع و حفظ رسوبات آب راکدی برخوردار باشند. برای شکل‌گیری سکانس‌های ضخیم رسوب‌های آب راکدی شروطی چون وجود منبع مناسب رسوبی(حضور رسوبهای ریزدانه) در محدوده حوضه آبریز و موجود بودن شرایط حفظ و نگهداری آنها لازم و ضروری است. برای مثال حوضه‌ای که عمدتاً از سنگهای گرانیت یا ماسه‌سنگ تشکیل شده می‌تواند به‌عنوان یک منبع مناسب، رسوب معلق زیادی (مواد ریزدانهٔ فراوان) را در اثنای وقایع سیلابی شدید با خود حمل کند. وقتی این مواد ریزدانهٔ سیلابی در غارهای کنارهٔ دره یا تورفتگی‌های سنگی گذاشته شوند؛ از فرسایش، جابجایی‌های دامنه‌ای یا آشفتگی‌های شدید زیستی ایجاد شده بوسیلهٔ جوامع گیاهی(بعد از وقایع سیلابی) در امان مانده و به نحو مطلوبی حفظ خواهند شد(بنیتو و همکاران، ۲۰۰۳ به‌نقل از پاتن و همکاران، ۱۹۷۹؛ کوچل و همکاران، ۱۹۸۲؛ الی و بیکر، ۱۹۸۵؛ کوچل و بیکر، ۱۹۸۸؛ بیکر،۱۹۸۷). نتیجه اینکه یک سایت رسوبی آب راکدی هم از نظر تجمع و هم از نظر حفظ رسوب‌های نسبتاً ریزدانه سیلابی بایستی در حد مطلوبی قرار داشته باشد.

اولین و ضروری‌ترین شرط برای ایجاد تجمع‌های ضخیم آب راکدی این است‌که رودخانهٔ اصلی به اندازهٔ کافی قادر به برگشت دادن سیلاب در دهانه شاخه‌های فرعی خود بوده باشد. مطالعات میدانی در جنوبغربی تگزاس (کوچل، ۱۹۸۰) و تجربیات فلوم توسط کوچل و بیکر نشان داد که حداکثر دبی ناشی از برگشت سیلاب وقتی دیده می‌شود که زاویه اتصال شاخه‌های فرعی به رودخانهٔ اصلی بین ۵۵ و ۱۲۵ درجه باشد (کوچل و بیکر،۱۹۸۸ :۳٦۳). در زوایای اتصال کمتر از ٤۵ درجه، آب وارد شده از رودخانه اصلی شاخه‌ها را دور می‌زند و زمانی هم که زاویه اتصال شاخه‌ها بزرگتر از ۱۳۰ درجه باشد، جریان‌های سیلابی رودخانه اصلی کانال‌های فرعی را با سرعت زیاد درنوردیده، نهشته‌های آب راکدی قبلی را هم حمل و از محل تخلیه می‌نماید.

شیب رودخانه اصلی عامل مهم و تأثیرگذار دیگر روی میزان و حجم برگشت سیلاب در دهانه شاخه‌های فرعی است (بیکر و کوچل، ۱۹۸۸: ۳٦۳ به نقل از کوچل و ریتر، ۱۹۸۷). به این صورت که با افزایش شیب رودخانه اصلی، دبی‌های حاصل از برگشت سیلاب کاهش یافته و آب حاصل از سیلاب نیز بدلیل سرعت زیاد توانایی دور زدن دهانه شاخه‌ها را خواهد داشت.

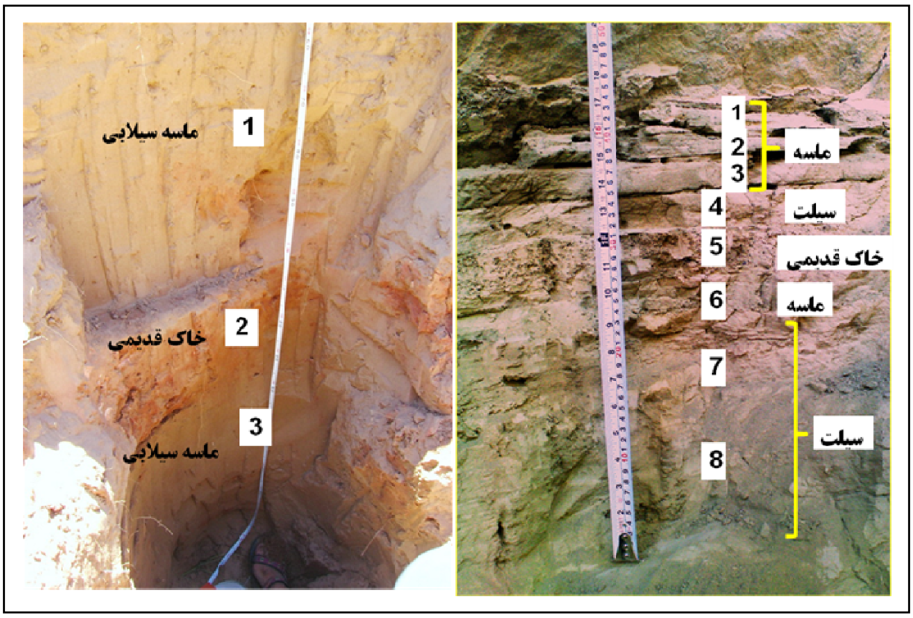
مورفومتری کانال اصلی و فرعی فاکتورهای مهم دیگر در ایجاد توالی‌های ضخیم رسوبات آب‌راکدی هستند. حوضه‌های فرعی دارای مورفومتری‌هایی موجد هیدروگراف‌های نسبتاً تیز و ناگهانی ، قادر به ویرانی سریع و شدید تجمعات آب‌راکدی دهانه‌هایشان هستند. ضریب زبری زیاد، فراوانی رودهای رتبهٔ اول و شیب زیاد شاخه‌های فرعی کمترین مطلوبیت را از نظر حفظ توالی‌های ضخیم رسوبات آب راکدی دارند (بیکر و کوچل، ۱۹۸۸: ۳٦۳ به نقل از

کوچل، ۱۹۸۰). موقعیت سایت رسوبگذاری و ژئومتری کانال فرعی هم روی قابلیت حفاظتی نهشته‌هـای آب راکـدی تأثیر زیادی دارد.

مطالعات انجام پذیرفته در حوضه‌های آبریز رودخانه‌های درونگر و کلات نادری و بازدیدهای اوّلیّه از سایر کانیون-های واحد چین‌خورده کپه‌داغ نشان می‌دهد که مناسب‌ترین و کامل‌ترین سایت‌های رسوب آب راکد در پناهگـاه‌هـای سنگی، تورفتگی‌ها، غارها و حفره‌های جدار بستر شکل گرفته‌اند(حسین زاده و جهادی طرقی، ۱۳۹۱). در واحد چین-خوردۀ زاگرس هرجا که شیب ساختمانی کاهش و وسعت حوضه‌های آبریز نیز گسترش قابل‌توجهی یافته سایت‌هایی از رسوب‌های آب راکدی در دهانه‌های شاخه‌های فرعی تشکیل شده است. رودخانه قره‌آقاچ بعنوان یکی از این نمونه-های کلاسیک در دهانۀ یکی از شاخه‌های فرعی خود آثار ۸ سیلاب بزرگ قدیم را به ثبت رسانده که در تخمین سطح و دبی پالئوسیلاب‌های ناحیه مورد استفاده قرار گرفته است(حـسین‌زاده و همکـاران،۱۳۹۲). فرونـشینی‌هـای مـداوم و طولانی‌مدت کف دشت‌های داخلی که باعث پایین رفتن بستر رودخانه‌ها در آبرفت‌های سخت شده قـدیمی و ایجـاد دره‌های عمیقی گردیده مکان‌های مناسبی برای تجمع رسوبات آب راکد فراهم آورده است.

۵,۳. عوامل مؤثر بر ضخامت رسوبات آب راکدی

ضخامت واحدهای چینه‌شناسی رسوبات آب راکد در مناطق مختلف ژئومورفیکی و تحـت تـأثیر خـصوصیات فیزیوگرافی حوضه‌های آبریز از چند سانتی‌متر تا چندین ده سانتی‌متر متغیـر اسـت. در حوضــه‌هـای آبریـز منـاطق چین‌خورده‌ای چون اروپا و ایران ضخامت چینه‌ها کم و در حوضه‌های وسیع فلات‌های کم‌شیب آمریکـای شـمالی ضخامت چینه‌ها نسبتاً زیاد است. در نمونه‌های مورد بررسی داخل کشور مرز چینه‌ها واضح‌تر بوده که بـه تفکیـک بهتر وقایع سیلابی کمک می‌نماید. این تفاوت‌ها بدلیل تفاوت در رنگ و بافت رسوب‌ها، وجود ترک‌هـای گلـی در سطح چینه‌ها یا تمرکز لایه نازکی از رس در مرحلۀ فروکش کردن سیلاب بر سطح لایه‌هاست(شکل شماره۵). ایـن در حالی است‌که در رودخانه‌های بزرگ آمریکای شمالی تفکیک واحـدهای سـیلابی(متعلـق بـه هـر سـیلاب) بـا ابهامات بیشتری مواجه است. تجربه نشان داده که رابطه مستقیمی بین ضخامت رسـوبات آب راکـد و مـدت زمـان اوج دبی وجود دارد. در بیشتر رودخانه‌های مورد مطالعه در خراسان و فارس رسوبات قدیمی‌تر که در پـائین قـرار گرفته‌اند از ضخامت بیشتری برخوردارند، حال‌آنکـه هرچـه بـه رسـوبات بـالایی و جدیـدتر مـی‌رسـیم ضـخامت رسوبات کمتر می‌شود. این امر نشاندهندۀ تغییر در رژیم سیلابی رودخانه‌هاست یعنـی سـیلاب‌هـای قـدیمی‌تـر از تداوم بیشتر و زمان اوج دبی طولانی‌تر برخوردار بوده‌اند که با نزدیک شدن به دورۀ معاصـر از تـداوم آن‌هـا کاسـته شده است. این ویژگی در حوضه‌های کوچک کوهستانی ایران می‌تواند با کاهش شدّت بارش‌ها از قدیم به جدیـد، تخریب پوشش‌گیاهی و تغییرات کاربری مرتبط باشد.



شکل ۵ مقایسه ضخامت چینه‌ها– در سمت راست: در حوضه‌های کوچک کوهستانی درونگر (ضخامت کم) در سمت چپ: حوضه‌های آبریز وسیع کلرادوی بالایی(ضخامت زیاد)

هرچه زوایای اتصال شاخه‌های فرعی به اصلی به ۹۰ درجه نزدیک‌تر باشد، ضخامت رسوب‌های آب راکدی افزایش می‌یابد و این نشان‌دهندهٔ بالاترین حد مطلوبیت برگشت سیلاب و حداقل فرسایش رسوب‌های آب راکدی رودخانه اصلی است. وسعت مقطع عرضی کانال‌های اصلی و فرعی رودخانه روی مرحله اوج و بنابر این ارتفاع رسوب‌های آب راکدی دهانه‌های شعبات فرعی تأثیری زیادی دارد چون با کاهش عرض کانال‌های اصلی و فرعی سطح سیلاب بالاتر آمده، بر شدت و سرعت برگشت سیلاب و در نتیجه ضخامت رسوب‌های آب راکدی افزوده می‌شود.

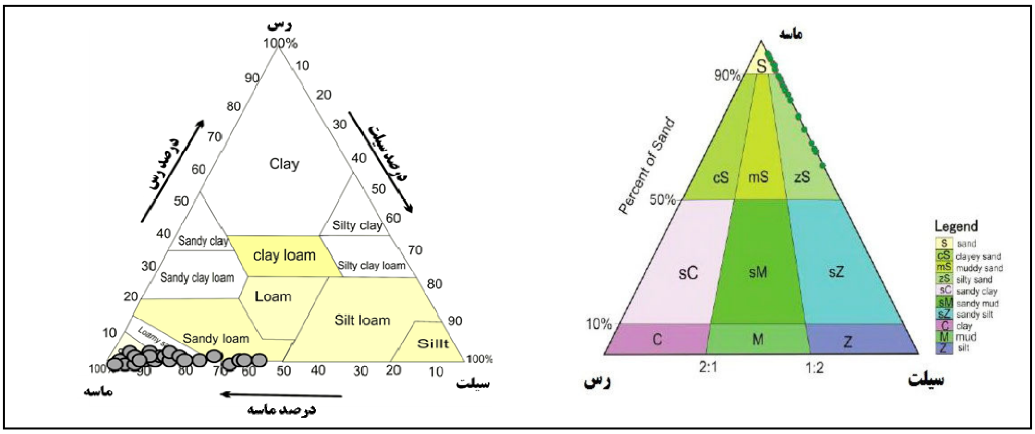
هرچه شیب رودخانه اصلی بیشتر باشد سرعت جریان رودخانه اصلی بیشتر بوده، از این‌رو دورزدگی شدیدتری در دهانه شاخهٔ فرعی اتفاق افتاده، در نتیجه ضخامت نهشته‌ها به میزان زیادی کاهش می‌یابد. در حالی‌که هرچه شیب رودخانه اصلی کمتر باشد، ضخامت رسوب‌های آب راکدی بیشتر خواهد شد.

مهم‌ترین عامل در بین عوامل فوق، ارتفاع پایه مکان رسوب‌گذاری نهشته‌های آب راکدی از کف بستر رودخانه اصلی است. بیشترین ضخامت رسوب‌های آب راکدی مربوط به نزدیک‌ترین سایت‌ها به سطح پایهٔ کانال اصلی است.

٥,٤. بافت رسوبات آب راکد

بافت رسوبات آب راکدی در نواحی مختلف دنیا از سیلت تا ماسه ریز و درشت تغییر می‌کند. عوامل مؤثر و کنترل کنندهٔ اندازهٔ دانه‌های رسوب‌های آب راکدی از پیچیدگی بیشتری نسبت به عوامل مؤثر در ضخامت رسوب‌های آب

راکدی برخوردارند(کوچل و بیکر، ۱۹۸۸: ۳۶۷). در این میان شرایط سنگ‌شناسی و رژیم آبرفتی رودخانهٔ اصلی از مهم‌ترین عوامل مؤثر بر اندازهٔ رسوب محسوب می‌شوند.



شکل ٦ نمونه نتایج دانه سنجی رسوبات آب راکد در رودخانه کلات نادری(حسین زاده و همکاران،۱۳۹۲).

در حوضهٔ آبریز رودخانه سه‌هزار که از گرانیت علم‌کوه سرچشمه می‌گیرد و فرایندهای تخریب مکانیکی فعالست، بافت رسوبات آب راکدی از ماسه درشت، یکدست و تقریباً فاقد مواد رسی و سیلتی تشکیل یافته است. در مقابل بدلیل گسترش رسوبات رسی- مارنی در بیشتر حوضه‌های آبریز واحدهای ساختمانی کپه‌داغ و زاگرس، درصد دانه‌های ریز بیشتر است(شکل ٦). در حوضه‌های مورد مطالعه در واحد کپه‌داغ رسوبات از دو بخش مجزا با دو منشأ متفاوت دیده می‌شود. چینه‌های قدیمی واقع در قاعده رسوبات دارای بافتی درشت بوده که از هوازدگی مکانیکی سنگ‌های سخت آهکی نواحی بالادست حوضه‌های آبریز حاصل آمده که می‌تواند نشانه‌ای از غلبه هوای سردتر ابتدای هولوسن بوده باشد. لایه‌های فوقانی عمدتاً از رسوبات لسی و آبرفت‌های پادگانه‌ها و مخروط‌افکنه‌های بخش‌های کم‌شیب‌تر حوضه‌ها منشأ گرفته و لذا بیانگر حمل مجدد رسوبات آبرفتی بر اثر رگبارهای شدید و مؤید تغییرات اقلیمی ابتدای دوره هولوسن تا سده‌های اخیر است. جورشدگی نسبتاً ضعیف این رسوبات نشانگر نهشته‌شدن سریع مواد از حالت تعلیق است. در تمام نمونه‌های مورد مطالعه لایه‌بندی افقی غالب بوده و هر چینه در سطح به یک لایه نازک ریزدانه ختم می‌شود. یکی از نکات جالب توجه در مورد چینه‌های رسوب‌های آب راکدی رودخانه‌های ایران تنوع رنگ چینه‌هاست که در رودخانه‌های مورد مطالعه در آمریکای شمالی مشاهده نمی‌گردد. این تنوع رنگ بدلایلی چون تنوع بیشتر در رخنمون سنگ‌های حوضه‌های آبریز و محلّی بودن رگبارهای مسبب این سیلاب‌هاست (وقوع بارش شدید در بخش نسبتاً کوچکی از حوضهٔ آبریز) که شاید بتوان علت آن‌ها را بارش‌های همرفتی محلّی فصل بهار دانست.

٥،٥. تمایز و تشخیص تعداد وقایع سیلابی

تعداد وقایع سیلابی به کمک تغییرات در اندازه و بافت رسوبات در مقاطع قائم، وجود خاک‌های قدیمی (پالئوسویل‌ها) در حد فاصل لایه‌ها، تغییر در میزان سخت‌شدگی رسوبات، روندهای معکوس در اندازه ذرات، تغییرات رنگ، ترک‌های گلی مدفون، افق‌های واریزه‌ای و حضور میان لایه‌های درشت‌دانه‌تر شاخه‌های فرعی تعیین می‌گردد (بیکر، ۱۹۸۷: ۸٤). وجود لایه‌هایی از زغال چوب، چوب و بقایای مواد گیاهی در حد فاصل چینه‌ها و یا بقایای خشک شده گیاهان رشد یافته بر روی لایه‌ها نیز در جداسازی وقایع سیلابی مورد استفاده قرار می‌گیرد. تجمع زغال، چوب و گیاهان خشک نتیجهٔ حمل آنها در سطوح بالای جریان سیلابی بوده و اندام‌های خشک گیاهان رشد یافته برروی لایه‌ها حکایت‌گر دوره‌های کوتاه بدون سیلاب است. در مقابل حضور خاک‌های قدیمی و افق‌های واریزه‌ای در بین چینه‌های رسوب آب راکدی نشان‌دهندهٔ وجود دوره‌های طولانی بدون سیلاب است. افق‌های تکامل یافته خاک‌های قدیمی‌تر بیان‌کنندهٔ شرایط مناسب محیطی(اقلیم مرطوب‌تر) وافق‌های واریزه‌ای بیان کنندهٔ شدت یافتن هوازدگی مکانیکی بر دامنه‌های سنگی مشرف بر پادگانه‌های رسوب‌های آب راکدی است. در تمام سایت‌های مطالعاتی منطقه کپه‌داغ و زاگرس که در شرایط اقلیمی خشک و نیمه‌خشک قرار دارند به آسانی می‌توان ارتباطات چینه‌شناسی رسوب‌های آب راکدی را برقرار نمود، اما در نواحی شمالی کشور به‌دلیل تراکم زیاد پوشش گیاهی و رشد زیاد ریشه‌ها (آشفتگی‌های زیستی) و فراوانی حیوانات خاکزی و در نتیجه آهنگ شتابان خاک‌زایی که منجر به یکنواختی و همسانی سریع‌تر چینه-های رسوب آب راکدی می‌شود، امکان برقراری روابط چینه‌شناسی کمتر است. مشکلات مربوط به تحلیل رسوب‌های آب راکدی نواحی مرطوب را می‌توان با انتخاب دقیق سایت‌هایی که متحمّل حداقل آشفتگی بوسیلهٔ پوشش گیاهی شده باشند و همین‌طور افزایش تعداد آنها برای برقراری رابطهٔ همبستگی به حداقل رساند. غارها و پناهگاه‌های سنگی به‌دلیل فقدان نور کافی، رشد بسیار محدود گیاهان و دور بودن نهشته‌ها از آشفتگی‌های زیستی مناسب‌ترین سایت‌های مطالعاتی رسوب‌های آب راکدی را در این نواحی تشکیل می‌دهند.

٦. تعیین سن یا تاریخ‌گذاری سنی پالئوسیلاب‌ها

در صورت تشخیص تعدادی وقایع سیلابی در داخل یک نیمرخ رسوبی خاص، نهشته‌های آب‌راکدی بایستی تاریخ‌گذاری شوند. روش‌ها و فنون مختلفی که تاکنون برای تعیین سن وقایع سیلابی در سطح دنیا مورد استفاده قرار گرفته شامل دندروژئومورفولوژی، رادیوکربن، لومینسانس حرارتی و نوری و سزیم ۱۳۷ است. متأسفانه بجز گاه‌شناسی حلقه‌های درخت آن‌هم بطور محدود امکان استفاده از هیچ‌یک از این روش‌ها در داخل ایران فراهم نبوده و از این‌رو نمونه‌ها بایستی به خارج از کشور فرستاده شوند. گرچه دندروژئومورفولوژی جزو دقیق‌ترین روش‌ها بشمار می‌رود، اما با محدودیت‌هایی از نظر نمونه‌گیری و طول دوره سنّی مواجه بطوری‌که تنها اجازهٔ تعیین سن سیلاب‌هایی با قدمت ٤۰۰ تا ۵۰۰ ساله را می‌دهد. در بستر بسیاری از رودخانه‌های منتهی به دریای خزر آثار وقوع سیلاب‌های بزرگ قدیمی

بصورت زخم‌های متعدد روی تنۀ درختان، تنه‌های کج شده یا مدفون، ریشه‌های لخت شده، شاخه‌ها و پاجوش‌های فرعی قابل مشاهده است. از طریق تشخیص این نشانه‌ها و با شمارش حلقه‌های رشد سالیانه درختان می‌توان زمان وقوع سیلاب‌ها را با دقّتی زیاد (زمان و فصل وقوع) تعیین نمود. در صورت مدفون شدن بخشی از تنه درختان بوسیله رسوبات سیلابی، ریشه‌های جدیدی از آن می‌روید که با شمارش حلقه‌های این ریشه‌ها می‌توان سن تراکم رسوب را تعیین کرد(آلستالو،۱۹۷۱). برعکس اگر ریشه‌ها بر اثر فرسایش کاوشی از خاک خارج شده باشند بدلیل کاهش شرایط آبرسانی و کمبود موادغذایی حلقه‌های رشد سالانه در تنه متراکم‌تر شده و آناتومی ریشه‌ها تغییر می‌یابد(استوفل، ۱۹۰:۲۰۰۸)که با تشخیص و بررسی این تغییرات در تنه و ریشه‌های درختان، تعیین زمان سیلاب‌ها امکانپذیر خواهد بود. در همین رابطه و بر اساس واکنش درختان به شرایط محیط در بخشی از حوضۀ رودخانه سه‌هزار، تعداد ٦ واقعه سیلابی نسبتاً بزرگ طی سال‌های ۱۳۱۰ تا ۱۳۸۱ تشخیص داده شد که بزرگ‌ترین آن‌ها مربوط به سال‌های ۱۳۱۵، ۱۳۲۲ و۱۳۵۵ با دبی بیش از ۸۰۰۰ متر مکعب بر ثانیه بوده است(حسین زاده و جهادی طرقی، ۱۳۹۱: ٤۸). لازم به ذکرست‌که ظرفیت‌های زیادی برای مطالعه سیلاب‌های قدیمی و جریان مواد با استفاده از روش دندروژئومورفولوژی در رودخانه های منتهی به دریای خزر و زیرحوضه‌های فرعی آن‌ها وجود دارد.

به‌دلیل رشد قابل پیش‌بینی و مشخص گل‌سنگ‌ها (یعنی با اندازه‌گیری قطر آن‌ها)، می‌توان سن سطوحی که روی آن زندگی می‌کنند را تشخیص داد (کوک و دورکمپ، ترجمۀ گودرزی‌نژاد، جلد اول ۱۳۷۷: ۱٤۳؛ باتز و جکسن[1]، ۱۹۷۹: ۳۵۸). دانشمندانی از قبیل اینس[2] (۱۹۸۳)، هاروی[3] و همکاران (۱۹۸٤)، مکلین[4] و همکاران(۱۹۹۲)، مکلین و لوین(۱۹۹۳)، جانسن و واربوتن[5]،(۲۰۰۲) برای مشخص نمودن قدمت سیلاب‌های بزرگ محدوده‌های مورد مطالعۀ خود از این روش استفاده کرده‌اند(سنت– لورنت،۲۰۰٤: ۵۳۵).

تکنیک لومینسانس حرارتی (TL) که در مناطق بیابانی فاقد کربن مورد استفاده قرار می‌گیرد می‌توان سنّی تا حدود ۳۰۰۰۰۰ سال را معلوم ساخت. این روش یکی از مناسب‌ترین روش‌ها برای تاریخ‌گذاری نهشته‌های سیلابی هولوسن در نواحی خشک دنیا محسوب می‌شود. از آن‌جایی که کانی‌هایی چون کوارتز یا فلدسپات مقدار کمی انرژی رادیواکتیو را در شبکۀ بلوری خود حفظ می‌کنند، پس از رسوب‌گذاری و قرار گرفتن در معرض نور و حرارت خورشید، این انرژی بتدریج مستهلک و انرژی حرارتی آنها به صفر می‌رسد. پس از مدفون شدن رسوب‌های حاوی کانی‌های مزبور در زیر رسوب‌های دیگر، مجدداً انرژی رادیواکتیو آن‌ها ظاهر شده، مقدار آن با طول مدت زمان مدفون شدن افزایش می‌یابد. از این‌رو در آزمایشگاه با گرم کردن مجدد نمونۀ کوارتز یا فلدسپات و اندازه‌گیری لومینسانس حرارتی به‌دست

1 Bates & Jackson
2 Innes
3 Harvey
4 Macklin
5 Johnson & Warbuton

آمده در طول زمان می‌توان زمان رسوب‌گذاری نمونهٔ مزبور را بدست آورد (معتمد، ۱۳۷٦: ۲۳؛ پیت[1]، ۱۹۷۷: ۲۲٦). این روش که می‌تواند دقّت قابل‌توجهی را در تاریخ‌گذاری نمونه‌های باستان‌شناسی[2] تأمین نماید، دارای مشکلاتی است زیرا مستلزم پیدا شدن موضوعات باستانی در محل پادگانه‌های رودخانه‌ای مناطق مورد مطالعه است(سنت–لورنت،۲۰۰٤: ۵۳٦). در مجموع این تکنیک برای تاریخ‌گذاری نهشته‌های رودخانه‌ای خیلی معتبر و قابل‌اطمینان نیست. محققینی که برای تاریخ‌گذاری نهشته‌های سیلابی از این روش استفاده کرده‌اند به اشتباه قابل‌ملاحظه این روش در مقایسه با تاریخ‌گذاری رادیوکربنی اشاره کرده‌اند.

روش لومینسانس نوری[3] (OSL) تکنیک دیگری است که برای تاریخ‌گذاری نهشته‌های سیلابی هولوسن بکار گرفته می‌شود. این روش هم بر پایه ساختمان بلوری (کریستالی) دانه‌های کوارتز و فلدسپات شکل گرفته، مدت زمانی را که رسوب قبل از مدفون شدن در توالی رسوب سیلابی در معرض نور مستقیم خورشید قرار داشته تعیین می‌کند که برای تاریخ‌گذاری نهشته‌های بادی مناسب‌ترست امّا توسط دولر[4] (۱۹۹٦) و ماهانی[5](۱۹۹۸) برای تاریخ‌گذاری نهشته-های سیلابی هولوسن مورد استفاده قرار گرفته است(سنت لورنت، ۲۰۰٤: ۵۳٦). در این روش نمونه‌های دقیق ممکن است بطور تیپیک دارای اشتباهی بین ۱۰– ۵ درصد بوده باشند(بنیتو و تورندیکرافت، ۲۰۰۵: ۷). در مجموع این روش نیز برای تاریخ‌گذاری نهشته‌های رودخانه‌ای مناسب و قابل اطمینان نیست.

علاوه بر این رسوب‌های سیلابی جدید را می‌توان با استفاده از ایزوتوپ‌های رادیواکتیو سزیوم۱۳۷ (Caesium-137) تاریخ‌گذاری کرد. سزیوم ۱۳۷ یک ایزوتوپ مصنوعی است که اولین بار هنگام آزمایش اتمی دههٔ ۱۹۵۰ در اتمسفر تولید گردید. از آن‌زمان سزیوم ۱۳۷ از طریق ریزش‌های جوی وارد سطح خشکی یعنی خاک و رسوب‌ها می-گردد. حضور آنها در نهشته‌های سیلابی داخل غارها که از بارش مستقیم محفوظ هستند، نشان می‌دهد که این ایزوتوپ از نواحی بالادست این حوضه‌ها وارد سیلاب شده‌اند. از این‌رو از روی میزان سزیوم ۱۳۷موجود در رسوب‌های سیلابی می‌توان به زمان نهشته شدن آنها پی برد. این تکنیک برای تاریخ‌گذاری رسوب‌های سیلابی جدید در حوضه-های بدون ایستگاه بسیار مفید و مناسب است و با استناد به آن می‌توان تعداد سیلاب‌هایی را که در بالای یک آستانهٔ معین در٦۰ سال اخیر اتفاق افتاده مشخص نمود (تورندیکرافت و همکاران، ۲۰۰۵: ٦۲۸ به نقل از بیکر و همکاران ۱۹۸۵؛ الی و همکاران، ۱۹۹۲).

رادیوکربن (کربن۱٤ [6]) یک ابزار تاریخ‌گذاری سنی استاندارد درتحقیقات پالئوهیدرولوژیک است (بیکر و همکاران،۱۹۸۵). به این طریق که در طبقات بالای جو در اثر فعل و انفعالات مخصوص، ازت با ظرفیت ۱٤ با جذب

1Pitt
2archaeological objects
3 Optically Stimulated Luminesence
4Duller
5Mahaney
6C14

الکترون به صورت کربن۱۴رادیواکتیو درمی‌آید و گیاهانی که در عمل کروفیلی کربن را جذب می‌کنند، دارای نسبت ثابتی از کربن معمولی ۱۴ و۱۲ هستند. چون نیمه‌عمر کربن ۱۴ حدود ۵۵۷۰ سال است، پس از مرگ گیاه بتدریج نسبت کربن ۱۴ در باقیماندهٔ گیاه کم و نسبت کربن ۱۲ افزایش می‌یابد که با وسایل دقیق سنجش رادیواکتیویته می‌توان این نسبت را در بقایای گیاهی تعیین کرد. این عمل برای طول عمر ۴۰ هزار سال نتیجهٔ خوبی می‌دهد، ولی برای زمان بیش از آن قابل اطمینان نیست(معتمد، ۱۳۷۶: ۲۴). با اینکه روش رادیوکربن (کربن۱۴) عمومی‌ترین روش مورد استفاده برای تاریخ‌نگاری سیلاب‌های قدیمی است، اما این روش دارای یک مشکل اساسی در بازسازی سیلاب‌های قدیمی است و آن کمیاب بودن مواد ارگانیک در توالی‌های رسوبی محیط‌های خشک و نیمه‌خشک است (بنیتو و توزندیکرافت، ۲۰۰۵: ۶). در نواحی مرطوب نیز به دلایلی چون کوتاهی دوره‌های شکل‌گیری پوشش‌گیاهی بین فازهای سیلاب‌شدگی و رشد سریع ریشه‌ها و اختلاط آن با مواد ارگانیک قدیمی‌تر، خطاهای بزرگی بروز می‌کند. مواد نمونه برای تحلیل‌های رادیوکربنی شامل بذر، چوب، زغال چوب، خاک ارگانیک، پوسته و استخوان پیدا شده در داخل نواحی دچار سیلاب-های شدید می‌باشد.

در مجموع تکنیک‌های تاریخ‌گذاری عمومی چون کربن ۱۴، لومینسانس حرارتی و نوری ممکن است دارای انحرافاتی از سن واقعی باشند اما مشکل اصلی تاریخ‌گذاری عددی، اشتباه محاسباتی آن نیست بلکه کمیابی بقایای ارگانیک در داخل نهشته‌های سیلابی و زمان کم توقف آنها از محیط قبلی خود تا نهشته شدن در داخل توالی‌های رسوبی سیلابی است(الی و همکاران، ۱۹۹۲). تکنیک‌های جدید کربن ۱۴ مبتنی بر توده طیفی شتاب داده شده (AMS[1]) که اجازه سن‌یابی نمونه‌های بسیار کوچکی چون بذرها یا ذرات کوچک ذغال را می‌دهد تا حدود زیادی به حل این مشکل کمک کرده است.

۷. بازسازی سطح پالئوسیلاب‌ها

بازسازی دبی پالئوسیلاب‌ها در درجه اول نیازمند روشی برای تعیین سطح آنهاست که از طریق ارتفاع زخم‌های روی تنه درختان، داغاب‌ها و رسوبات آب راکد، قابل شناسایی است. در این میان رسوبات آب راکدی یکی از بهترین و دقیق‌ترین شاخص‌ها می‌باشد؛ زیرا داغاب‌ها معمولاً به جدیدترین سیلاب‌ها تعلق داشته و زخم‌ها هم اگر در نتیجه برخورد قطعات شناور در سطح آب ایجاد شده باشند، سطح صحیح سیلاب را نشان می‌دهند. کاربرد هریک از شاخص‌های نشان‌دهندهٔ ارتفاع آب در تخمین دبی پالئوسیلاب‌ها مستلزم پذیرش چند فرض مهّم به شرح زیر است:

اول آنکه رسوبات آب راکد به رژیم سیلابی معاصر رودخانه نسبت داده می‌شوند، مگر آنکه آثار تغییر اقلیم را در سری رسوبات مشاهده نماییم که در اینصورت باید تجزیه و تحلیل‌ها بر تغییرات اقلیمی متمرکز گردد. برای تأیید این فرض اگر سیلاب‌های تاریخی و یا سیلاب‌های جدیدی ثبت شده باشند که رسوبات آب راکد آنها بر سطح رسوبات

1 accralator mass spectroscopy

آب راکد قبلی برجای گذاشته شده یا مشابهت‌هایی با آنها داشته باشد می‌تواند مورد استفاده قـرار گیـرد. در ایـن رابطـه رسوبات آب راکدی سیلاب سال ۱۳٦۵ رودخانه قره‌آغاچ که بر سطح رسوب‌های قبلی نهشته شـده‌انـد(حـسین‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲) و رسوب‌های آب راکدی سیلاب بزرگ سال ۱۳۸۰ رودخانه مادرسو که لایه‌ای از ماسه به ضـخامت حدود ۲۰ تا ۳۰ سانتی‌متر را بر روی رسوبهای آب راکدی قبلی برجای گذاشته‌اند(جهادی طرقی و حسین زاده، ۱۳۹۱) نشان‌دهنده تعلق آن‌ها به سیلاب‌های دوره معاصر می‌باشند.

فرض بعدی آنست که نیمرخ عرضی بستر رودخانه اصلی نسبتاً پایدار بوده و دچار رسوب‌گذاری، حفرشدگی و یا عریض‌شدگی‌های قابل توجه در طول وقایع سیلابی نشده باشد. بررسی‌های مقدماتی نگارندگان نشان می‌دهد کـانیون-های آهکی ایران به‌دلیل دارا بودن شرایطی چون مقاومت نسبتاً کافی در طول زمان، رسوبات قابل حمل ناچیز کف بستر و عدم پرشدگی رسوبی در این گروه قرار گرفته و بدلیل وجود تورفتگی‌های سنگی برای حفاظت رسوب‌هـا، سـایت-های مطالعاتی مناسبی را در این زمینه تشکیل می‌دهند.

فرض مهم دیگر آنکه بالاترین سطح رسوبات آب راکدی را می‌توان نشانه‌ای از حداکثر اوج دبـی سـیلاب درنظـر گرفت. رسوب‌های آب راکدی روی دیواره یا داخل حفره‌های کنارهٔ دره‌ها نتایج بهتری برای حداکثر سـیلاب بدسـت می‌دهد. صحّت و دقّت تخمین‌های حداکثر دبی از طریق مقایسه داغاب سیلاب‌های تاریخی با سطح رسوب‌هـای آب راکدی آن‌ها، استناد به نشانه‌ها و داغاب‌های محفوظ‌مانده چون خطوط سیلتی و فرسایشی در خاک‌های کنارهٔ دره‌هـا و افزایش تعداد سایت‌های مورد استفاده برای برقراری رابطه همبستگی امکان‌پذیر می‌گردد(ویلیامز و کوستا، ۱۹۸۸: ۳۷۰).

۸. مدل‌سازی هیدرولیکی و روش‌های تخمین دبی پالئوسیلاب‌ها

زمانی که سطح سیلاب در سایت‌های مورد بررسی مشخص شد باید بستر رودخانه جهت مدل‌سازی هیدرولیکی و محاسبات دبی به‌دقّت مورد مطالعه قرار گیرد. از طریق روش‌های آماری و مدل‌سازی‌های هیـدرولیکی مرسـوم اعـم از مدل‌های یک بعدی و دوبعدی[1] و با استناد به سطح غرق‌شدگی تشخیص‌داده از تحلیل‌های پالئوسـیلاب و روش‌هـای تاریخ‌گذاری سن مطلق می‌توان بزرگی و فراوانی سیلاب‌ها را در یک دورهٔ زمانی طولانی بازسازی نموده، تخمین‌هـای احتمال وقوع سیلاب‌های بزرگ را بهبود بخشید. مدل‌سازی هیدرولیک مستلزم تخمین برخی ویژگی‌هـای هیـدرولیک ریچ‌های رودخانه‌ای مانند شیب، میزان زبری و مقاطع عرضی و شرایط نواحی بالارود یا پائین رود (در رابطـه بـا نـوع جریان) است. در یک بستر متغیر یا کانال آبرفتی، دانستن ویژگی‌های رسوب لازم و ضروری است و نکته‌ای که همیشه بایستی به آن توجه داشت اینست‌که در یک بستر آبرفتی به علت پیچیدگی فرایندهای حمل و رسوب و متفاوت بـودن توپوگرافی حاضر با توپوگرافی زمان وقوع آن حادثه سیلابی، دقت کاربرد مدل‌ها کمتر از یک بستر ثابت(سنگ بستری) است. به همین دلایل در تحقیقات مربوط به پالئوسیلاب، اطلاعات بدست آمده از کانیون‌های سنگ بستری ترجیح داده

1one or two dimensional hydraulic models

می‌شود. مقاطع عرضی بایستی برای تعیین جهت جریان‌های قدیمی[۱] مورد پیمایش قرارگیرند و همه پهن‌شدگی‌ها، تنگ شدگی‌ها و تغییرات شیب ریچ مورد مطالعه مشخص گردد و مرحله اوج دبی رسوب‌های آب راکدی رودخانه اصلی برای تعمیم داده‌ها مورد استفاده قرار گیرد. برای تعیین عمق جریان در مقاطع عرضی مورد پیمایش نیز رودخانه اصلی در نزدیکی دهانه شاخه فرعی انتخاب شود و تخمین‌ها بایستی انرژی حاصل از شیب و ضریب زبری را بازسازی نمایند. پالئودبی‌ها را می‌توان با روش شیب– مساحت تخمین زد. در روش شیب– مساحت[۲] برای تعیین شیب حداکثر سطح سیلاب قدیمی، مقاطع عرضی سایت‌های مرجع (نشاندهنده ارتفاع آب) مورد توجه قرار گیرد و برای به حداقل رساندن میانگین انحرافات شیب انرژی از شیب بستر کانال، بهتر است که یک ریچ نسبتاً طولانی(مسیر مستقیم در کانیون مزبور) مورد بررسی و پیمایش قرار گیرد. تخمین‌های جریان مستلزم تحلیل‌های دقیق نیمرخ‌ها از جمله درنظر گرفتن اثرات برگشت آب و تغییرشکل جریان است.

جدول ۱ نتایج بدست آمده از تحلیل‌های پالئوسیلاب در رودخانه‌های مورد مطالعه در کشور

نام رودخانه	ارتفاع سیلاب بر مبنای رسوب‌های آب راکدی(m)	تعداد مقاطع نقشه برداری شده	شیب(m/m)	ضریب زبری	دبی براورد شده(m^3/s)
درونگر	۵	۱۰	۰/۰۲۵	۰/۰۳	۵۱۲
شاهرگ	۸	۵	۰/۰۲	۰/۰۳۵	۹۰۰
کلات نادری	٦	۵	۰/۱۷۵	۰/۰۳	۵۰۰
مادرسو	۱۰	۲۰	۰/۰۲۵	۰/۰٤	۱۸۰۰–۲۵۰۰
سه هزار	٤	۵	۰/۰۲۵	۰/۰٤	۱۰۰۰۰
قره آقاچ	۱۹	٤	۰/۰۱۲۵	۰/۰۳۵	۱۳۰۰۰

مراحل انجام مطالعات پالئوسیلاب را می‌توان به شرح زیر خلاصه نمود:

۱– تشخیص سایت‌های مناسب از طریق بررسی تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی، عکس‌های برداشته شده زمینی از ارتفاع بالاتر و نقشه‌های توپوگرافی؛

۲– مطالعات میدانی و تحقیق برای تشخیص و انتخاب سایت‌های رسوب‌های آب راکدی؛

۳– تشریح و توصیف کامل چینه‌شناسی با تأکید روی تعداد وقایع سیلابی در یک توالی رسوبی معین؛

٤– جمع‌آوری نمونه از رسوب‌های سیلابی و مواد ارگانیک آنها برای تحلیل‌های رسوب‌شناسی و سن‌سنجی؛

۱paleoflow
2 slope area

۵– نقشه‌برداری و تهیه نقشه دقیق کانال‌های مورد مطالعه و مشخص ساختن مناطق دچار حفر شدگی و تراکم؛

٦– محاسبات هیدرولیک و تخمین دبی برای تشخیص حدود صحیح مرحله اوج با استناد بر ارتفاع رسوب‌های آب راکدی و سایر معیارهای دیرینه‌تراز؛

۷– مقایسه داده‌های پالئوفلاد با داده‌های ابزاری و تاریخی موجود؛

۸– تحلیل‌های فراوانی سیلاب.

برای انجام برداشت‌های میدانی پالئوسیلاب نیز افراد گروه حداقل بایستی۳ نفر باشند که یک فرد حرفه‌ای یا مسئول گروه، یک نقشه‌بردار و یک دستیار را شامل می‌شود و حداقل ۱۸ تا ۳۰ هفته زمان نیز مورد نیازست که نتایج تاریخ-گذاری رادیوکربنی را هم شامل می‌شود(بیکر، ۱۹۸۷: ۹٦).

۹. ظرفیت‌های ایران برای مطالعات پالئوسیلاب

سیلاب‌ها بعنوان یکی از مخاطرات طبیعی عمده نواحی مختلف سرزمین ایران همیشه مطرح بوده و هست. در این زمینه می‌توان به سیلاب‌های شدید و ناگهانی حوضه‌های کوچک کوهستانی مانند تجریش، ماسوله، بوژان یا سیلابهای بزرگ نکا، تجن، مادرسو، قره‌آغاج و سیلاب‌های شدید نواحی جنوب‌شرقی کشور اشاره نمود. درحالی‌که بدلیل تازه تأسیس بودن بسیاری از ایستگاه‌های هیدرومتری کشور، طول داده‌های آماری بسیار کوتاه بوده و داده‌های تاریخی ارزشمندی نیز در این زمینه وجود نداشته یا به آن توجه جدّی نشده است. در این رابطه کانیون‌های سنگ بستری زاگرس و کپه داغ، البرز و آبرفت‌های سخت شدۀ نواحی داخلی ایران بهترین نواحی را برای مطالعات رسوب‌های آب راکدی پالئوسیلاب‌ها در کشور فراهم می‌سازد. تنگ‌های عمیق حفر شده در بخش‌های وسیعی از ارتفاعات چین‌خوردۀ کشور نیز مکان‌های مناسبی برای بدام افتادن و حفظ رسوبات آب راکدی فراهم آمده است. شاخه‌های فرعی منطبق بر دره‌های گسلی نیز پناهگاه‌های سنگی مناسبی جهت تجمع رسوب‌های سیلابی بوجود آورده است. مطالعه این سایت‌ها می‌تواند در کشف خصوصیات پالئوسیلاب‌ها و بهبود تخمین دوره برگشت سیلاب‌های بزرگ این محدوده‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. می‌دانیم‌که بسیاری از دریاچه‌های داخلی و حوضه‌های انتهایی چون ارومیه، بختگان و اکثر باتلاق-های کشور در سال‌های اخیر رو به کاهش یا اضمحلال رفته‌اند که عده‌ای علت آن‌را خشکسالی‌های اقلیمی و عده‌ای عدم مدیریت صحیح منابع آب می‌دانند. انجام مطالعات پالئوسیلاب در حوضه‌های آبریز نواحی داخلی(و همین‌طور نواحی مرزی کشور) ما را به گذشته طولانی آن‌ها در جهت اتخاذ روش‌های مدیریتی مناسب آگاه می‌سازد. مطالعات پالئوسیلاب با بکارگیری روش‌های دندروژئومورفولوژی در حوضه‌های منتهی به دریای خزر علاوه بر آشکارسازی تغییرات اقلیمی هزاره اخیر، علاوه بر اهدافی چون حفاظت در برابر سیلاب در حفظ اکوسیستم‌های دریایی خزر نیز می‌تواند نتیجه‌بخش باشد. شهر نکا در استان گلستان یکی از مناطق به‌شدت آسیب‌پذیر در برابر سیلاب است، در حالی که بدلیل تازه تأسیس بودن ایستگاه‌های هیدرومتری آمارهای لازم برای پیش‌بینی دوره برگشت سیلاب‌های بزرگ

موجود نیست. در حالی‌که بررسی‌های مقدماتی در رودخانه نکا آثار سیلاب‌های بزرگ را بر پیکر پوشش‌های درختی نشان می‌دهد. در دهانه بسیاری از آبراهه‌های فرعی مناطق جنگلی شمال کشور هم آثار وقوع سیلاب‌های ناگهانی و جریان‌های مواد[1] بصورت درختان سربر شده، تنه‌های دفن شده، ریشه‌های رخنمون یافته و ... قابل تشخیص و مطالعه است. وجود مراکز جمعیتی روستاها و شهرهای کوچک) در دهانه برخی از این زیرحوضه ها یا عبور جاده‌های مهم ارتباطی از قسمت‌هایی از خروجی آنها، این مناطق را در شمار مکان‌های مخاطره آمیز کشور قرار داده است. از نمونه-های قابل ذکر می‌توان به روستاهای تنگراه و ترجنلی در مسیر جاده مشهد به گرگان اشاره نمود که در اثنای سیلاب-شدگی سال‌های ۱۳۸۰، ۱۳۸۱ و ۱۳۸٤ با خسارات جانی و مالی شدیدی مواجه شدند (یمانی و همکاران، ۱۳۸۹: ۱۳).

۱۰. نتیجه‌گیری

از آنجایی که تشریح محیط‌های آبرفتی قدیمی برای درک و فهم گذشته، روندهای حاضر و در نتیجه پیش‌بینی آینده مهم است، دانشمندان علوم زمین به مطالعه سیلاب‌های قدیمی ترغیب شده‌اند. هیدرولوژی پالئوسیلاب یا همان بازسازی بزرگی و فراوانی سیلاب‌های بزرگ با استفاده از شواهد زمین‌شناسی، ژئومرفولوژی و معیارهای دیرینه‌تراز، تکنیکی است که در نواحی زیادی از دنیا برای گردآوری گزارشات طولانی مدت سیلاب جهت بهبود بخشیدن تخمین-های ریسک سیلاب بصورت جدّی در دهه‌های اخیر مورد توجه قرارگرفته است. در مطالعات قبلی یکی از موضوعاتی که تا کنون مورد غفلت قرار گرفته منشاء یابی رسوبات سیلابی است که با استفاده ازنتایج آن شاید بتوان محدوده‌های تحت پوشش طوفان‌های رگباری و یا پهنه‌های سیل‌خیز در داخل حوضه‌های آبخیز را تشخیص داد. یکی دیگر از موضوعاتی که کمتر مورد توجه قرار گرفته، کالیبره نمودن سن‌یابی‌های انجام شده با روش‌های دیگری چون گاه‌شناسی حلقه‌های درخت است که می تواند به ارتقاء میزان دقت تقویم بازسازی شده سیلاب‌ها کمک نماید. گرچه در مطالعات قبلی به آشکارسازی تغییرات اقلیمی در برخی نواحی پرداخته شده، لیکن با توجه به ضعف روش‌های آماری اقلیم شناسی در روشن ساختن تغییرات اقلیمی لازم است که مطالعات پالئوسیلاب با هدف کشف تغییرات اقلیمی بطور جدی‌تر در مناطق مختلف دنیا توسعه یابد. در این زمینه به علت نیاز به همکاری‌های منطقه‌ای لازم است دولت‌های همسایه نسبت به گسترش روابط علمی و اجرای پروژه‌های مشترک اقدام نمایند. ایجاد یک پایگاه جهانی داده‌های پالئوسیلاب یکی دیگر از ضرورت‌های اساسی این شاخه علمی است.

با توجه به موقعیت ویژه ژئومورفولوژی ایران و ابهامات زیادی که در بازسازی شرایط گذشته این سرزمین وجود دارد مطالعات پالئوسیلاب بعنوان یکی از اولویت‌های مطالعاتی در ژئومورفولوژی توصیه می‌گردد. اغلب مطالعات انجام‌گرفته در کشور عمدتا توسط هیدرولوژیست‌ها و محققین منابع طبیعی هدایت شده که نتایج غیر قابل اطمینانی را در پی داشته است. حتی محاسباتی که توسط مهندسین عمران با استفاده از داغاب‌ها صورت می گیرد به مورفولوژی

1 Debris flow

کانال رود توجه کافی نشده و امکان بازسازی توالی سیلابهای بزرگ بدین طریق وجود ندارد. در این میان کانال‌های سنگ بستری واقع در نواحی مختلف کوهستانی در کشور ما برای بازسازی پالئوسیلاب‌ها و محاسبهٔ بزرگی و شدت آن‌ها می‌تواند مورد توجه قرار گیرد. با توجه به اهمیت گزارش‌های تاریخی(اسنادی) در این بازسازی‌ها شایسته است هر داغاب یا نشانه تاریخی و یا جدید که ارتفاع آب را روی پل‌ها، ساختمان‌ها یا مناطق شهری نشان می‌دهد با دقّت حفظ و به همراه معیارهای دیرینه تراز طبیعی مورد استفاده قرار گیرند.

با توجه به اینکه تعیین سن مهم‌ترین و ضروری‌ترین مرحله از مطالعات پالئوسیلاب است توصیه می‌شود راه‌اندازی آزمایشگاه‌های تعیین سن مطلق در اولویت توسعه کیفی گروه‌های آموزشی دانشگاه‌های برتر کشور قرار گیرد. ایران بعنوان یکی از مراکز مهم علمی در منطقه خاورمیانه می‌تواند با داشتن چنین آزمایشگاه‌هایی علاوه بر پوشش نیازهای منطقه در روشن ساختن تغییراتی که در محیط طبیعی این سرزمین متنوع از گذشته دور رخ داده فعالیت‌های ارزشمندی را دنبال نماید و از توقف در دوره حاکمیت ژئومورفولوژی فرایند آنهم به‌طور ناقص گذر نماید.

کتابنامه

جهادی طرقی، مهناز و حسین‌زاده، سید رضا؛ ۱۳۹۰. واکنش سیستم‌های رودخانه‌ای به وقایع سیلابی بزرگ(نمونه موردی رودخانه مادرسو)، پژوهشهای فرسایش محیطی ٤، صص ۸٦-٦۹.

حسین‌زاده، سیدرضا و جهادی طرقی، مهناز؛ ۱۳۸۵. تجزیه و تحلیل ژئومورفولوژیکی سیلاب‌های کاتاستروفیک رودخانه مادرسو، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای ۷، صص۱۱۵-۸۹

حسین‌زاده، سید رضا و جهادی طرقی، مهناز؛ ۱۳۹۱. بازسازی سیلاب‌های قدیمی رودخانه سه‌هزار با استفاده از دندروژئومورفولوژی، جغرافیا و مخاطرات محیطی ۲. صص۵۳-۲۹.

حسین‌زاده، سید رضا و جهادی طرقی، مهنازغ ۱۳۹۱. هیدرولوژی سیلاب‌های قدیمی با استفاده از رسوبات آب راکد (مطالعه موردی: رودخانه درونگر خراسان)، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی ۱، صص ۱۰٤-۸۳.

حسین‌زاده، سید رضا؛ ۱۳۹۲. بازگشت به ژئومورفولوژی تاریخی در تجزیه و تحلیل مخاطرات ژئومورفیک، مجموعه مقالات اولین همایش ملی انجمن ایرانی ژئومورفولوژی، صص ۱۱٦-۱۱٤.

حسین‌زاده، سید رضا، قاسمعلی مقتدری، محمد خانه‌باد و مجید روانبخش؛ (a)۱۳۹۲. برآورد دبی و سطح سیلاب های بزرگ با استفاده از هیدرولوژی پالئوسیلاب، مطالعه موردی: سیلاب بزرگ سال ۱۳٦۵ در رودخانه قره آغاج استان فارس. مجموعه مقالات دومین کنفرانس بین المللی مخاطرات محیطی، ص۱۷۹.

حسین‌زاده، سید رضا؛ ۱۳۹۲(b)، رسوبات آب راکد کلید کشف و بازسازی پالئوسیلاب‌ها. مجموعه مقالات دومین کنفرانس بین المللی مخاطرات محیطی، ص۲۸۱.

حسین‌زاده، سید رضا، محمد خانه‌باد، عذرا خسروی و مجید روانبخش؛ ۱۳۹۲(c). برآورد حداکثر دبی سیلاب با استفاده از شواهد پالئوهیدرولوژی (مطالعه موردی: رودخانه کلات خراسان). مجموعه مقالات اولین همایش کواترنری ایران، صص۹-۱.

دورنکامپ؛ کینگ؛ استراهلر؛ گاردینر؛ داکومب و چو، تحلیل‌های کمّی در ژئومورفولوژی، ترجمهٔ جمشید فریفته؛ ۱۳۷۰. انتـشارات دانشگاه تهران.

یمانی، مجتبی و جهادی طرقی، مهناز؛ ۱۳۸۹. انواع جریـان‌هـای سـیلابی رخ داده در رودخانـه مادرسـو(در اثنـای سـیلاب‌هـای کاتاستروفیک مردادماه سال‌های ۱۳۸۰ و ۱۳۸۱)، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی ،۷۲ ، ۲۰-۱.

Alestalo, J., 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphicprocesses, Fennia, 105, 1–139.

Baker, V.R.,1987. Paleoflood hydrology and extreme flood events. Journal of Hydrology 96,79–99.

Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C.,1988. Flood sedimentation in bedrock fluvial systems. Flood Geomorphology. Wiley, N.Y., 123–137.

Baker, V.R., Pickup, G., Polach, H.A., 1983. Desert paleofloods in central Australia. Nature 301, 502–504.

Baker, V.R., Benito, G., Rudoy, A.N., 1993. Paleohydrology of late Pleistocene superflooding, Altai Mountains, Siberia. Science 259, 348–350.

Baker, V. R., Bunker, R. C. 1985. Cataclysmic Late Pleistocene flooding from Glacial lake Missoula A Review Quaternary science Review 4, 1-41.

Baker, V.R., 1994. Geomorphological understanding of floods. Geomorphology 10, 139–156.

Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C. (Eds.), 1988. Flood Geomorphology. John Wiley and Sons, N.Y., 503 pp.

Baker, V.R., 2002. High-energy megafioods: planetary settings and Sedimentry dynamics. Sediment 32, 3-15

Baker, V.R., 2006. Palaeoflood hydrology in a global context. Catena 66, 141–145.

Baker, V.R., 2008. Paleoflood hydrology: Origin, progress, prospects. Geomorphology 101,1-13.

Baker, V.R., 2013. Global Late Quaternary Fluvial Paleohydrology: With Special Emphasis
on Paleofloods and Megafloods. In: John F. Shroder (ed.) Treatise on Geomorphology, Volume 9, pp. 511-527. San Diego: Academic Press.

Benito, G., Lang, M., Barriendos, M., Llasat, M.C., Francés, F., Ouarda, T., Thorndycraft, V.,Enzel, Y., Bardossy, A., Coeur, D., Bobée, B., 2004a. Use of systematic, palaeoflood and
historical data for the improvement of flood risk estimation. Review of scientific methods. Natural Hazards 31, 623–643.

Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C., 1979. Long-term flood-frequency analysis using geological data. International Association of Hydrological Science Publication 128, 3–9.

Baker, V.R., Pickup, G., Polach, H.A., 1985. Radiocarbon dating of flood deposits, Katherine Gorge, Northern Territory, Australia. Geology 13, 344–347.

Benito, G., Sanchez-Moya, Y., Soena, A., 2003. Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus River, central Spain. Sedimentology 157, 107–132.

Benito, G., Sopena, A., Sanchez-Moya, Y., Machado, M.J., Perez-Gonzalez, A., 2003. Palaeoflood record of the Tagus River (central Spain) during the late Pleistocene and Holocene. Quaternary Science Reviews 22, 1737–1756.

Benito, G., Thorndycraft, V.R., 2004. Systematic, Palaeoflood and Historical Data for the
Improvement of Flood Risk Estimation: a Methodological Guide. CSIC,Madrid.116 pp.

Benito, G., Thorndycraft, V.R., 2005. Palaeoflood hydrology and its role in applied
hydrological sciences. Journal of Hydrology 313, 3–15.

Brown, A.G., Cooper, L., Salisbury, C.R., Smith, D.N., 2001. Late Holocene channel changes of the Middle Trent: channel response to a thousand-year flood record.Geomorphology 39, 69–82.

Brown, S. L., Bierman, P. R., Lini, A., Southon, J., 2000. 10,000 years record of extreme hydrologic events. Geology 28, 69-82.

Costa, J.E., 1974. Stratigraphic, morphologic, and pedologic evidence of large floods in humid environments. Geology 6, 301–303.

Chatters, J.C., Hoover, K.A., 1994. Response of the Columbia River fluvial system to
Holocene climate change. Quaternary Research 37, 42–59.

Costa, J.E., 1983.Paleohydrologic Reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Rang. Geological Society American Bulletin 94.986-1004.

DeWaele, J., Martina, M.L.V., Sanna, L., Cabras, S., 2010. Flash flood hydrology in karstic terrain: Flumineddu Canyon, central-east Sardinia. Geomorphology 120, 162–173.

Enzel, Y., 1992. Flood frequency of the Mojave river and formation of late Holocene Playa lakes, southern California the Holocene 2, 11-18.

Ely, L. L., 1997. Response of extreme floods in the southwestern united states to climatic variations in the late Holocene. Geomorphology 19, 175-201.

Enzel, Y., Ely, L. L., Mouse, P. K., Baker, V. R., Webb. R. H, 1993. paleoflood evidence for a natural upper bound to flood magnitudes in the Colorado River Basin. Water Resource Research 29, 2287-2297.

Enzel, Y., L. L., Martinez – Goytre, J., Vivian, R. G., 1994. Paleofloods, and a dam-failure flood on the virgin River, utah and Arizona Journal of Hydrology 153-315

Gillieson, D., Smith, D.I., Greenaway, M., Ellaway, M., 1991. Flood history of the Limestone ranges in the Kimberly region, Western Australia. Applied Geography 11, 105–123.

Ely, L. L., Baker, V. R., 1985. Reconstracting paleohood hydrology with slackwater deposits: verde River, Arizona physical Geography 6, 103-126.

Gottesfeld, A.S., 1996. British Columbia flood scars: maximum flood-stage indicators. Geomorphology 14, 319–325.

Greenbaum, N., Weisheit, J.S., Harden, T., Dohrenwend, J.C., 2005. Paleofloods of the upper Colorado River near Moab, Utah, May, 2006. In: Weisheit, J.S., Fields, S.M. (Eds.), The Moab Mill Project: A Technical Report towards Reclaiming Uranium Mill Tailings along the Colorado River in Grand County,Utah. Living Rivers, Moab, Utah, pp. 13–28.

Gregory, K.J., Benito, G., Dikau, R., Golosov, V., Jones, A.J.J., Macklin, M.G., Parsons, A.J., Passmore, D.G., Poesen, J., Starkel, L., Walling, D.E., 2006. Past hydrological events related to understanding global change:An ICSU research project .Catena 66, 2 – 13.

Grossman, M.J., 2001. Large floods and climatic change during the Holocene on the Ara River, central Japan. Geomorphology 39, 21–37.

Harden, T., Macklin, M.G., Baker, V.R., 2010. Holocene flood histories in southwestern
USA. Earth-Surface Processes and Landforms 35, 707–716.

Heine, K., 2006. Flood reconstruction in the Namib Desert, Namibia and Little Ice Age climatic implications: evidence from slackwater deposits and desert soil sequences. Journal of the Geological Society of India 64, 535–547.

Hosseinzadeh, SR., Jahadi Toroghi, M., 2007. Analysis of Geomorphic Impacts of Catastrophic Floods in Madasoo Basin. Geography and Development 7, 89-115.

Hosseinzadeh, SR., Jahadi Toroghi, M., 2012. Paleoflood Hydrology Using slack-water deposits in the Shamkhal Canyon, Northeastern of Iran, quantities geomorphology research 1, 83-104.

Hosseinzadeh, SR., Jahadi Toroghi, M., 2013. The Study of Paleofloods in the She-Hezar River Using Dendrogeomorphology. Journal of Geography and Environmental Hazards 2, 29-53.

Hosseinzadeh, SR., 2013. Return to Historical Geomorphology for Natural Hazard Analyzing. Proceeding of Geomorphology and Human Settlements conference, University of Tehran, 114-116.

Hosseinzadeh, SR., Khanehbad, M., Khosravi, O., 2013. Determination of maximum flood discharge using paleohydrological evidences (Case study: kalat river). In proceeding of 1th conference in quaternary of Iran, 1-9.

Hosseinzadeh, SR., Moghtaderi, G.A., Khanehbad, M., Ravanbakhsh, M., 2013. Assessing of large flood discharges using paleoflood methods (case study: large flood of 1986 in Ghareh Aghaj river). 2th International conference of environmental hazards. Tehran, university of Kharazmi, 179.

Hosseinzadeh, SR., 2013. Slack water deposits, the key of exploration and reconstruction of paleofloods. 2th International conference in environmental hazards. university of Kharazmi, coference proceeding, 281.

22-Hupp, C.R., 1988. Plant ecological aspects of flood geomorphology and paleoflood history. Flood Geomorphology. Jhon willey and sons, 335-356.

Jahadi Toroghi, M., Hosseinzadeh, SR., 2012. The Response of Fluvial Systems to Large Flood Events. journal of environmental Erosion Researches 4, 69-86.

23-Jakob, M., Jordan, P., 2001. Design flood estimates in mountain streams-The need for a geomorphic approach . Canadaian Journal of civil engeneering 28, 425-439.

kale, V. S., Mishra, S., Baker, V. R., 1997. A 200-year paleoflood record from sakarghat, on Narmada, central India. Geological society of India 50, 285-288.

Kale, V. S., Mishra, S., Baker, V. R., 2003. Sedimentary records of paleofloods in the bedrock gorpes of the Tapi and Narmada Rivers, Central India. Current science (India) 84, 1022-1079.

Kale, V. S., Sinhvi, A. K., Mishra, P. K., Banetjee, D., 2000. Sedimentary records and luminescence Chronology of late Holocene paleofloods in the Luni River, Thar Desert, northwest India. Catena 40, 337-358.

Kehew, A.E., Milewski, A., Soliman, F., 2010. Reconstructing an extreme flood from boulder transport and rainfall-runoff modelling: Wadi Isla, South Sinai, Egypt. Global and Planetary Change 70, 64–75.

Kidson, R.L., Richards, K.S., Carling, P.A., 2005. Hydraulic model calibration for extreme floods in bedrock-confined channels: case study from northern Thailand. Hydrologic Processes 20, 329–344.

Knox, J.C., 1985. Responses of floods to Holocen climatic change in the Upper Mississippi Valley. Quaternary Research 23, 287–300.

Knox, J.C., 1993. Large increases in flood magnitude in response to modest
changes in climate. Nature 361, 430–432.

Knox, J. C., 2000. Sensitivity of modern and Holocene floods to climate change, *Quaternary Sci.Rev.* **19**, 439–457.

Kochel, R.Craig., Baker V.R., 1988. Paleoflood analysis using slackwater deposits. Flood Geomorphology, 357-376pp.

Kochel, R.C., 1988. Geomorphic impact of large floods. Flood Geomorphology". Jhon willey and sons, 169-187pp.

Jones, A.P., Shimazu, H., Oguchi, T., Okuno, M., Tokutake, M., 2001. Late Holocene slackwater deposits on the Nakagawa River, Tochigi Prefecture, Japan. Geomorphology 39, 39–51.

Lewin, J., Macklin, M.G., Woodward, J.C., 1991. Late Quaternary fluvial sedimentation in the Voidomatis Basin, Epirus, N.W. Greece. Quaternary Research 35, 103–115.

Loino, F., 2005. Sequence of instability processes triggered by heavy rainfall in northern Italy . Geomorphology 66, 13-39.

Jarrett, R.D., 1990. Paleohydrologic techniques used to define the spatial occurrence of floods. Geomorphology 3, 181–195.

Macklin, M.G., Tooth, S., Brewer, P.A., Noble, P.L., Duller, G.A.T., 2010. Holocene flooding and river development in a Mediterranean steepland catchment: the Anapodaris Gorge, south central Crete, Greece. Global and Planetary Change 70, 35–52.

Macklin, M.G., Lewin, J., 2003. River sediments, great floods and centennial-scale Holocene climate change. Journal of Quaternary Science 18, 101–105.

O'connor, J. E., Ely, L. L., Wohl, E. E., Stevens, L. E., Melis, T. S., Kale, V. S., Baker, V. R. 1994. A 4500-year record of large floods on the Colorado River in the Grand Canyon, Arizona. Journal of Geology 102, 1-9.

Oguchi, T., Oguchi, C.T., 1998. Mid-Holocene floods of the Syrian Eurphrates inferred from ‘Tell’ sediments. In: Benito, G., Baker, V.R., Gregory, K.J. (Eds.), Palaeohydrology and Environmental change. Wiley, Chichester, pp. 307–315.

Oguchi, T., Saito, K., Kadomura, H., Grossman, M., 2001. Fluvial geomorphology and paleohydrology of Japan. Geomorphology 39, 3–19.

Ostenaa, D. A., Levish, D. R., O'connell, D. R. H., 1996. Paleoflood study for Bradbury Dam, Cuchuma project, California. U. S. Bureau of Reclamation seismotectonic Report 96-3. Denever Co, 86pp.

Ostenaa, D.A., Levish, D.R., O’Connell, D.R.H., Cohen, E.A., 1997. Paleoflood study for Causey and Pineville Dams, Weber Basin and Ogden River Projects, Utah. U.S. Bureau of Reclamation Seismotectonic Report 96-6, Denver, CO, 69 pp.

Pickup, G., Allan, G., Baker, V.R., 1988. History, palaeochannels, and palaeofloods of the Finke River, central Australia. In: Warner, R.F. (Ed.), Fluvial Geomorphology of Australia. Academic Press, Sydney, pp. 177–200.

Patton, P.C., Pickup, G., Price, D.M., 1993. Holocene paleofloods of the Ross River, central Australia. Quaternary Research 40, 201–212.

Rajaguru, S. N., Gupta, A., Kale, V. S., Ganjoo, R. K., Ely, L. L., Enzel, Y., Baker, V. R., 1995. Channel form and processes of the flood – dominated Normada River, India. Earth surface processes and landforms 20, 407-421.

Saint-Laurent, D., Couture, C., McNeil, E., 2001. Spatio-temporal analysis of floods of the Saint-Francois drainage basin, Quebec. Canada. Environments 29, 74–90.

Saint-Laurent, D., Lavoie, L., Drouin, A., St-Laurent, J., Ghaleb, B., 2010. Floodplain sedimentation rates, soil properties and recent flood history in southern Quebec. Global and Planetary Change 70, 76–91.

Saint-Laurent, Diane., 2004 . Palaeoflood hydrology: an emerging science. Progress in Physical Geography 28(4), 531-543.

Sheffer, N., Enzel, Y., Benito, G, Grodek, T., Porat, N., Lang, M., Naulet, R., Coeur,
D., 2003. paleofloods and Historical floods of the Ardech River, France. Water Resources Research, 39(12), 7(1)- 7(13).

Sheffer, N.A., Rico, M., Enzel, Y., Benito, G., Grodek, T., 2008. The Palaeoflood record of the Gardon River, France: a comparison with the extreme 2002 flood event. Geomorphology 98, 71–83.

Shih, W.S., 1985. Application of historic flood in the design of Three Gorges Project. U.S. China Bilateral Symposium on the Analysis of Extraordinary Flood Events, Nanjing, China.

Springer, G. S., Kite, J. S., 1997. River – derived slackwater sediments in caves along cheat River, West Virginia. Geomorphology 18, 91-100.

Smith, A. M., Zawada, P. K., 1990. palace flood hydrology: a tool for south Africa – an example from the crocodile River near Brits, Transraal, South Africa. Water south Africa 16. 195-200.

Starkel, L., Soja, R., Michczynska, D.J., 2006. Past hydrological events reflected in Holocene history of Polish rivers. Catena 66, 24–33.

Stedinger, J.A., Baker, V.R., 1987.Surface Water Hydrology: Historical and Paleoflood Information. REVIEWS OF GEOPHYSICS 25(5), 119-124.

Stoffel, M., Bollschweiler, M., 2008 Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview. Natural Hazards and Earth System Sciences 8, 187–202.

Thomas, P.J., Juyal, N., Kale, V.S., Singhvi, A.K., 2007. Luminescence chronology of late Holocene extreme hydrological events in the upper Penner River basin, South India. Journal of Quaternary Science 22, 747–753.

31-Thorndycraft, V.R, Benito, G., Llasat, C., & Barriendos, M.,2003. Palaeofloods, Historical data & Climatic variability: Applications in flood risk assessment ,(Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, 19-16th October, 2002) ,

Thorndycraft, V.R, Benito, G., Rico, M., Sa´nchez-Moya, Y.,Sopen˜a, A., Casas, A. ,2005. A long-term flood discharge record derived from slackwater flood deposits of the Llobregat River, NE Spain. Journal of Hydrology, 313, 16-31.

Thorndycraft, V.R, Benito, G.,2006. Late Holocene fluvial chronology of Spain: The role of climatic variability and human impact. Catena 66, 34-41.

Yamani, M., Jedari Eyvazi, J., Jahadi Toroghi, M., 2008. The I nvestigation of flood flows in Madarsoo River in the catastrophic floodings of 2001 and 2002. Physical Geography Research Quarterly 72, 1-20.

Yang, D., Ya. B., Xie., Zhan, D. Li. Z., 2000. Sedimentary records of large Holocene floods from the middle reaches of the yellow River. China Geomorphology 33. 73-88.

Yu, S.Y., Zhu, C., Wang, F., 2003. Radiocarbon constraints on the Holocene flood deposits of the Ning-Zhen Mountains, Lower Yangtze River area of China. Journal of Quaternary Science 18, 521–525.

Webb, R. H., Rathburn, S. L., 1988. Paleoflood hydrologic research in the soutwstern united states. Transportation Research Record 1201, 9-21.

Werritty, A., Paine, J.L., McDonald, N., Rowan, J.S., McEwen, L.J., 2006. Use of multi-proxy flood records to improve estimates of flood risk: Lower Tay River, Scotland. Catena 66, 107–119.

Williams, G.P.,1988. paleofluvial Estimats from Dimension of Former channels and Meanders. Flood Geomorphology. Wiley, N.Y., 321-334.

Wohl, E.E., 1992. Bedrock benches and boulder bars: Floods in the Burdekin Gorge of Australia. Geological Society of America Bulletin 104, 770–778.

Wohl, E.E., Greenbaum, N., Schick, A.P., Baker, V.R., 1994b. Controls on bedrock channel morphology along Nahal Paran, Israel. Earth Surface Processes and Landforms 19, 1–13.

Zawada, P. K., 1994. paleoflood hydrology of the Buffels River, Laingsburg, south Africa: was the 1981 flood the largest? South Sfrican Journal of Geology 97, 21-32.

Zawada, P. K., 1997. Paleoflood hydrology method and application in flood –prone southern Africa – South Africa Journal of Science 93, 111-132.

Zawada, P. K., 2000. paleoflood hydrology of selected South African Rivers – South African Geological Survey Memoir 87. 173 pp,.

Zawada, P., Hattingh, J., 1994. Studies on the palaeoflood hydrology of South African rivers. South African Journal of Science 90, 567–568.

Zhu, C., Zheng, C., Ma., Zhu, B., Wang, H., Gao, H., Wang, P., Huang, R., 2005. Identifying paleoflood deposits archived in zhongba site, the three Gorges reservoir region of the Yangtze River, China. Chinese science Bulletin, 50, part 21, 2403-2504. In English language.